



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ciencias Físicas

Escuela Académico Profesional de Física

**Hidrografía y Dinámica Física en la Bahía de
Samanco, Chimbote – Perú**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

Marco Antonio VELAYARCE BAZÁN

ASESOR

Jorge Martín QUISPE SÁNCHEZ

Lima, Perú

2016



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Velayarce, M. (2016). *Hidrografía y Dinámica Física en la Bahía de Samanco, Chimbote – Perú*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ciencias Físicas, Escuela Académico Profesional de Física]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
(Universidad del Perú, Decana de América)

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE FÍSICA

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL
TÍTULO PROFESIONAL DE LICENCIADO EN FÍSICA

Siendo las 19:00 horas del viernes 04 de marzo del 2016 en el Salón de Grados de la Facultad de Ciencias Físicas (Auditorio 109), bajo la presidencia del Mg. Octavio Fashé Raymundo (Presidente), Mg. César Omar Jiménez Tintaya (Miembro), Mg. Jorge Martín Quispe Sánchez (Asesor) y el Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe (Suplente), se dio inicio a la Sesión pública de sustentación de tesis para la Licenciatura en Física, mediante la modalidad M1, del bachiller.

MARCO ANTONIO VELAYARCE BAZÁN

Dando lectura al Resumen del expediente, el Presidente del Jurado, invitó al bachiller Velayarce Bazán, Marco Antonio a realizar una exposición del trabajo de tesis titulado "Hidrografía y dinámica Física en la bahía de Samanco, Chimbote-Perú".

Concluida la exposición del candidato y luego de las preguntas de rigor por parte del Jurado, el Presidente invitó al bachiller y al público a abandonar momentáneamente la Sala de Sesión para dar paso a la deliberación y calificación por parte del Jurado.

Al término de la deliberación del Jurado, el Mg. Octavio Fashé Raymundo invitó al candidato y al público a pasar a la Sala de Sesión para dar lectura al resultado de la deliberación. El candidato ha obtenido la calificación de:

Buena
(MENCIÓN)

16
(NÚMERO)

Dieciséis
(LETRAS)

Finalmente, el Presidente del Jurado, propone al Consejo de la Facultad que se le declare Licenciado en Física al bachiller Velayarce Bazán, Marco Antonio. Siendo las 20:10 Horas, se levanta la Sesión.

Mg. Octavio Fashé Raymundo
PRESIDENTE

Mg. César Omar Jiménez Tintaya
MIEMBRO

Mg. Jorge Martín Quispe Sánchez
ASESOR

Mg. Juan Neil Mendoza Nolorbe
SUPLENTE

DEDICATORIA

A Dios...

A mis padres...

A mi familia...

A mis amistades...

AGRADECIMIENTOS

Ante todo poder agradecer a Dios quien fue mi principal motivo e inspiración durante todo el desarrollo del trabajo. Así también quiero expresar mis agradecimientos a mis padres Marco e Inés por su apoyo incondicional, y que pese a mis flaquezas y debilidades estuvieron animándome a seguir siempre. También agradecer a mi primo Rudy Rosas por ser un ejemplo de perseverancia y de logros en su carrera profesional. Así también expresar mis saludos y agradecimientos a mi asesor Jorge Quispe por su disponibilidad, consejos brindados y su paciencia en el desarrollo del presente trabajo. Un especial agradecimiento al señor Luis Vázquez y al IMARPE por brindarme en sus instalaciones en el año 2013. También agradezco al doctor Jose Luis Pelegri(CSIC), por permitirme tener un mayor entrenamiento en cuanto al análisis de datos oceanográficos y por sus gentiles sugerencias y aportes en cuanto a desarrollarme como profesional. Agradecer también a Marc Gasser y Pedro Llanillo del instituto del mar en Barcelona por sus consejos y aportes brindados.

Finalmente agradecer a mis amigos: James, Martin por sus ánimos y consejos en el desarrollo del presente trabajo.

ÍNDICE

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Generalidades	3
1.3 Área de estudio	4
1.4 Objetivos Generales	7
1.5 Objetivos Particulares	7
CAPITULO II: MARCO TEORICO	8
2.1 Introducción	8
2.2 Definición y comentarios de términos básicos	9
2.3 Hidrodinámica en Sistemas Semicerrados	15
2.4 Ecuaciones de Conservación	17
2.4.1 Ecuación de Conservación de masa y sal	17
2.4.2 Ecuaciones de Conservación de momento	19
2.5 Fuerzas actuantes en el océano	21
2.5.1 Fuerza de presión	21
2.5.2 Fuerza de Coriolis	23
2.6 La Ecuación Termodinámica Internacional del Agua de Mar	25
2.6.1 Función Gibbs del Agua de Mar	25
2.6.2 La relación fundamental de la termodinámica	29
2.6.3 La primera Ley de la termodinámica	30
2.7 Métodos de Interpolación	33

2.7.1 Interpolación Lineal	33
2.7.2 Interpolación con Splines Cúbicos	35
 CAPITULO III: MATERIALES Y METODOS	 36
3.1 Adquisición de Datos	36
3.2 Procesamiento de los datos	37
3.3 Batimetría	38
 CAPITULO IV: RESULTADOS	 39
4.1 Circulación en la Bahía de Samanco	40
4.1.1 Circulación de las Corrientes	40
4.2 Secciones Horizontales	50
4.2.1 Distribución espacial de la Temperatura	50
4.2.2 Distribución espacial de la Salinidad	60
4.2.3 Distribución espacial de la Densidad	70
4.3 Perfiles verticales	80
4.4 Vientos	83
4.5 Variabilidad estacional de la temperatura superficial para las estaciones mostradas	85
4.6 Correlación entre la variable salinidad y temperatura para cada estación	88
 CAPITULO V: Discusión	 91
CAPITULO VI: Conclusiones	92
Referencias Bibliográficas	93
Anexos	95
Tabla 1	96

ÍNDICE DE FIGURAS

1. Área de estudio	6
2. Balance de masa de un elemento de volumen	17
3. Sistema de coordenadas	21
4. Fuerza de presión actuando sobre un elemento de volumen	24
5. Fluido en movimiento	25
6. Muestra de una recta para la derivación de la Interpolacion lineal	34
7. Ubicación de las estaciones oceanográficas	38
8. Batimetria de la Bahía Samanco (B.S.)	39
9. Corrientes para la estación de Verano a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	42
10. Corrientes para la estación de Otoño a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	44
11. Corrientes para la estación de Invierno a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	47
12. Corrientes para la estación de Primavera a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	49
13. Distribución espacial de temperatura por capas en la BS para la estación de	

Verano a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	52
14. Distribución espacial de temperatura por capas en la BS para la estación de Otoño a las profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m	54
15. Distribución espacial de temperatura por capas en la BS para la estación de Primavera a las profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m	57
16. Distribución espacial de temperatura por capas en la BS para la estación de Invierno a las profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m	59
17. Distribución espacial de la salinidad por capas en la BS para la estación de Verano a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	62
18. Distribución espacial de salinidad por capas en la BS para la estación de Otoño a las profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m	65
19. Distribución espacial de salinidad por capas en la BS para la estación de Invierno a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	67
20. Distribución espacial de salinidad por capas en la BS para la estación de Primavera a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	70
21. Distribución espacial de densidad por capas en la BS para la estación de Verano a las profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m	72
22. Distribución espacial de densidad por capas en la BS para la estación de Otoño a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	75
23. Distribución espacial de densidad por capas en la BS para la estación de Invierno a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	77
24. Distribución espacial de densidad por capas en la BS para la estación de Primavera a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m	80
25. Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Verano	81
26. Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Otoño	82

27. Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Invierno	82
28. Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Primavera.	83
29. Magnitud de Vientos correspondientes al mes de Febrero del 2008	84
30. Magnitud de Vientos correspondientes al mes de Agosto del 2005	84
31. Variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Invierno-Otoño por cada punto o estación	85
32. Variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Primavera-Invierno por cada punto o estación	86
33. Variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Primavera-Otoño por cada punto o estación	86
34. Variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Verano-Invierno por cada punto o estación	87
35. Variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Verano-Otoño por cada punto o estación	87
36. Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y salinidad en Verano obteniéndose un coeficiente de correlación $r=0.759284$ con grado de polinomio 3.	88
37. Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y salinidad en Otoño obteniéndose un coeficiente de correlación $r=0.82857$ con grado de polinomio 3.	89
38. Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y salinidad en Primavera obteniéndose un coeficiente de correlación $r=0.939381$ con grado de polinomio 3.	89
39. Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y salinidad en Invierno obteniéndose un coeficiente de correlación $r=0.896803$ con grado de polinomio 11.	90

RESÚMEN

En el presente trabajo se determinó la variabilidad hidrográfica y la dinámica física en la Bahía de Samanco (BS) mediante mediciones de campo, para ello se utilizó el procesamiento y análisis de datos hidrográficos y de corrientes marinas (CsMs) superficiales y subsuperficiales que permita estudiar la variabilidad estacional e interanual de la hidrografía y dinámica física de largo período. Se realizaron distribuciones superficiales así como series temporales de los campos de velocidad, temperatura (T) y salinidad (S). Las campañas de mediciones hidrográficas se dieron entre los años 2003 y 2008 en diferentes meses, estudiándose el comportamiento estacional de la hidrografía y la dinámica en la BS mientras que los datos de viento se tomaron durante los meses de febrero del 2004 y setiembre del 2005. En la utilización de los datos de viento se utilizaron estaciones meteorológicas de alta precisión (SUTRON), siendo dichos datos tomados en intervalos de tiempo de una hora en el día de cada mes durante un año; así estos datos fueron procesados obteniéndose como producto series temporales de viento. Para el análisis de los datos hidrográficos se utilizó la formulación de la UNESCO-TEOS2010 (Thermodynamic Equation of seaWater 2010), que desarrolla la función de Gibbs para la obtención de variables hidrográficas que son globalmente aceptadas por la comunidad oceanográfica. Los resultados se presentan en distribuciones superficiales y series temporales de las CsMs, T y S. La distribución de la salinidad en la BS presentó pequeñas variaciones tanto en la capa superficial (0 m) como en la capa de fondo (20 m), mientras que en la temperatura se registraron mayores variaciones entre superficie y fondo; registrándose temperaturas superficiales intensas en Verano y mínimas en Otoño. La circulación de las CsMs presentaron generalmente sentido horario y anti horario, registrándose como promedio superficial (0 m) valores intensos en Invierno y bajos en Otoño. Así también se desarrollaron métodos de estadística

en los datos como la correlación (T vs S) encontrándose altos valores generalmente en todas las estaciones, siendo el más alto en Primavera.

Palabras clave: circulación, variabilidad hidrográfica y corrientes marinas

ABSTRACT

In this study the hydrographic variability and the physical dynamics in the Bay of Samanco (BS) by field measurements, for which the processing and analysis of hydrographic data and surface and subsurface ocean currents that allow studying the seasonal variability was used is determined and year of hydrography and physical dynamics of long period. Surface distributions and time series of velocity fields, temperature and salinity were made. Hydrographic measurements campaigns took place between 2003 and 2008 in different months, studying the seasonal behavior of hydrography and dynamics in the BS while wind data taken during the months of February 2004 and September 2005. In using wind data precision weather stations (Sütron) they were used, the data being taken at time intervals of one hour on the day of each month for a year; and these data were processed product obtained as time series of wind. For the analysis of hydrographic data formulating UNESCO-TEOS2010 (Thermodynamic Equation of Seawater 2010), which develops the Gibbs function for obtaining hydrographic variables that are globally accepted by the oceanographic community was used. The results are presented in time series and surface distributions of the CSMS, T and S. The salinity distribution in the BS I present small variations in both the surface layer (0m) and bottom layer (20m), while in greater temperature variations between surface and bottom were recorded; intense recorded surface temperatures in summer and minimum in autumn. The circulation of the CsMS had generally clockwise and counterclockwise, registering average as surface (0m) intense in winter and autumn low values. And statistical methods were also developed in the correlation data (T vs. S) was found generally higher values in all seasons, being highest in spring.

Keywords: circulation, sea currents and hydrographic variability

CAPÍTULO I

Introducción

1.1 Antecedentes de estudio

Filonov (2000). Los análisis realizados en Jalisco y Colima (México), muestran en sus resultados que las distribuciones verticales de las características hidrofísicas analizadas presentan una variabilidad estacional significativa relacionada con las variaciones anuales del ingreso de energía solar, variabilidad de la evaporación, precipitación y descargas costeras en la región de estudio. Las oscilaciones estacionales abarcan una capa de agua superior a los 100 m, pero se observan con mayor intensidad en las capas subsuperficiales de las aguas costeras. Los perfiles medios presentan una alta confiabilidad estadística, ya que se suprimieron totalmente las influencias deformantes ocasionadas por las ondas internas.

Zaitsev, O. et al. (2010). Caracterizó en términos de promedios mensuales de las distribuciones de la temperatura superficial del mar (TSM), obtenidas a partir de las imágenes satelitales de AVHRR durante el periodo 1996–2001 la variabilidad estacional de la (TSM) en el sistema lagunar Bahía Magdalena-Bahía Almejas (México) y en la región oceánico adyacente. Se realizó una subdivisión regional del área de estudio con relación a los procesos físicos importantes que afectan la estructura termohalina local, tales como las surgencias, el transporte de marea y los flujos superficiales de calor. Los resultados para los ciclos anuales del promedio mensual de TSM en estas subregiones mostraron que durante el periodo de abril a septiembre el interior del sistema lagunar fue más cálido que la región oceánica adyacente. La máxima diferencia de 1.3°C se observó en junio. Durante el periodo de octubre a febrero el interior del sistema lagunar fue más frío (hasta de -1.5°C en diciembre). Estos resultados se explican en términos de la actividad de surgencias en la región oceánica adyacente y del enfriamiento invernal de la superficie en el interior del sistema lagunar, principalmente en Bahía Almejas. La mayor parte del sistema (cerca del 70% de su superficie) se caracteriza por una distribución vertical prácticamente homogénea. La estratificación

termohalina modulada por la actividad de surgencia en la región oceánica adyacente se observó en la región más profunda del sistema lagunar (>15 m), especialmente durante el periodo de primavera-verano. Las condiciones oceánicas frecuentemente observadas en esta subregión de Bahía Magdalena se explican hipotéticamente por el efecto combinado de la surgencia costera y el transporte horizontal de marea. Estos efectos locales fueron más evidentes durante las fases del flujo de marea, cuando intensas corrientes (hasta de 1.1 m s^{-1}) produjeron una intensa mezcla vertical de aguas frías, resultando en una disminución apreciable de la TSM.

Escribano, R. et al. (2001). Se estudió la circulación de la bahía de Antofagasta (23° S) sobre la base de mediciones de series de tiempo de corrientes en verano e invierno de 1999. La información de corrientes sumada a datos de temperatura, salinidad y oxígeno, e información de vientos, permitió analizar la variabilidad temporal y espacial de la circulación en la bahía. El ciclo que presenta mayor contribución a la varianza total de la corriente es en la escala diaria. La bahía presenta circulación en una capa, con velocidades medias de 30 cm/s . El campo de corrientes sugiere que la bahía se llena a través del sector norte y su vaciamiento ocurre en el extremo sur. La presencia de un foco de surgencia en el sector sur externo a la bahía ejerce una fuerte influencia en la circulación, a través del influjo de aguas de surgencia desde el sur y dando origen a una zona frontal que modula el llenado y vaciado de la bahía.

El estudio presenta un modelo conceptual de circulación sujeta a la variabilidad en la intensidad de surgencia. El modelo predice que bajo condiciones de relajación de surgencia y el establecimiento de zona frontal en la boca sur la circulación sería dominada por un giro ciclónico al interior de la bahía, y frente a pulsos de intensificación de la surgencia se produciría el llenado. Se discuten las implicancias de los resultados en el contexto de la capacidad de retención y renovación de aguas

1.2 Generalidades

Las aguas marinas no son estáticas, se encuentran en continuo movimiento. El principal factor de la dinámica marina es el viento, pero existen otros que afectan al desplazamiento de las masas de agua entre los diferentes puntos del planeta como por ejemplo el índice de salinidad y densidad. La dinámica marina se manifiesta en forma de olas, mareas y corrientes marinas.

Las corrientes marinas son masas de agua de mares u océanos que se mueven en una dirección fija y constante, describiendo largos circuitos por todo el globo. Se producen por el calentamiento superficial del agua, debido a la influencia de los vientos (monzones y alisios) y la rotación de la Tierra. Pueden ser cálidas o frías y constituyen un factor muy influyente en los climas de las regiones costeras.

Frente a la costa Occidental de Sudamérica se encuentra una de las áreas de mayor productividad biológica que se reflejan en todos los niveles tróficos del ecosistema marino [Chávez et al., 2008]. El área marítima frente a la costa de Perú conocida como la parte Norte del Sistema de Corriente de Humboldt (NHCS), representa el 0,1% del área oceánica mundial y produce ~10% del total de captura de peces a nivel mundial [Chávez et al., 2008]. La alta productividad biológica se debe a las condiciones físicas muy especiales existentes en el NHCS y en particular a la presencia de celdas de afloramiento costero, a la dinámica de gran escala y a los procesos físicos de meso y sub-mesoescala.

La dinámica de gran escala en el NHCS, exhibe distintas corrientes de superficie y sub superficie, está directamente relacionada y controlada por el Anticiclón Subtropical del Pacífico-Sur. En el NHCS, el Anticiclón Subtropical del Pacífico-Sur produce vientos soplando paralelamente a la costa sur-americana hacia el ecuador, cuyas intensidades promediadas disminuyen de 8 m/s en la zona central de Chile a 4 m/s al Norte del Perú. Estos vientos paralelos a la costa producen un transporte integrado de agua en las capas superficiales del océano a 90° a la izquierda del viento, i.e. desde las zonas costeras hacia mar adentro (teoría de Ekman, 1905), lo cual origina una depresión de agua cerca a la costa, y por conservación de masa hay

necesariamente una subida de agua profunda. Este proceso, llamado afloramiento costero, lleva a la superficie agua fría y rica en nutrientes (Zuta & Guillen, 1970; Pocklington, 1981).

Así se puede ver que una consecuencia del afloramiento es la presencia de agua fría en la superficie (Brainard & McLain, 1987; Flores et al., 2011) que tiene gran importancia en el clima regional y mundial. Otra consecuencia encontrada es ver el alto contenido en nutrientes de las aguas superficiales costeras permite el desarrollo de fitoplancton que es el primer eslabón de la cadena alimentaria marina.

1.3 Área de estudio

La Bahía de Samanco es una de las más importantes de la Región Ancash, se encuentra ubicado entre los 09°30' y 09°17' Latitud Sur y de 78°57' a 78°34' Latitud oeste, comprendiendo un área de aproximadamente 6900 ha como se muestra en la Figura (1). Tiene una longitud aprox. de 9.6 kilómetros (km) por 5.6 km de ancho, una profundidad máxima de 40 metros en la entrada de la bahía (entre punta Cabezo y punta Filomena al SE de la bahía) y cuenta con unos 9km de playa baja. La circulación en la bahía es muy lenta con velocidades de 1,2 a 13,9 cm/s y generalmente en sentido horario. Geográficamente limita en su extremo norte con la bahía Ferrol, por medio de una pampa baja de arena, de forma triangular y lados curvilíneos que se extienden hacia el sur -oeste.

Debido a su geografía, batimetría y variables ambientales, presenta una alta biodiversidad, por lo que es considerada una de las bahías más productivas del Perú. Según el PROYECTO PNUMA/GPA-CPPS-IMARPE (2006), esta bahía debería ser un área de conservación, dada su gran importancia ecológica, por ser una de las mejores localidades de refugio en donde se ha encontrado una gran biodiversidad marina, especialmente de juveniles de especies costeras de importancia comercial; en este sentido es de importancia conocer en un amplio rango de escalas espaciales y temporales, la variabilidad de las condiciones hidrográficas y dinámica física de la zona costera para una planeación y gestión costera eficiente. La bahía esta considerada como un sistema que brinda refugio y alimentación a numerosas especies de aves entre las que

destaca el pelicano peruano, la pardela parda (*Puffinus Creatopus*), el piquero peruano, el cormorán guanay , entre otras.

El mundo submarino de la Bahía de Samanco muestra un impresionante paisaje y mucha vida, donde los peces e invertebrados son los grupos taxonómicos mas representativos. Se pueden encontrar invertebrados marinos comerciales, entre moluscos y crustáceos, como el calamar, el cangrejo jaiva, la marucha, entre otros.

La diversidad marina presente en la bahía da soporte a la pesca artesanal que se realiza a lo largo de todo su litoral y que captura trambollo, chita, machete, pejerrey entre otras especies.

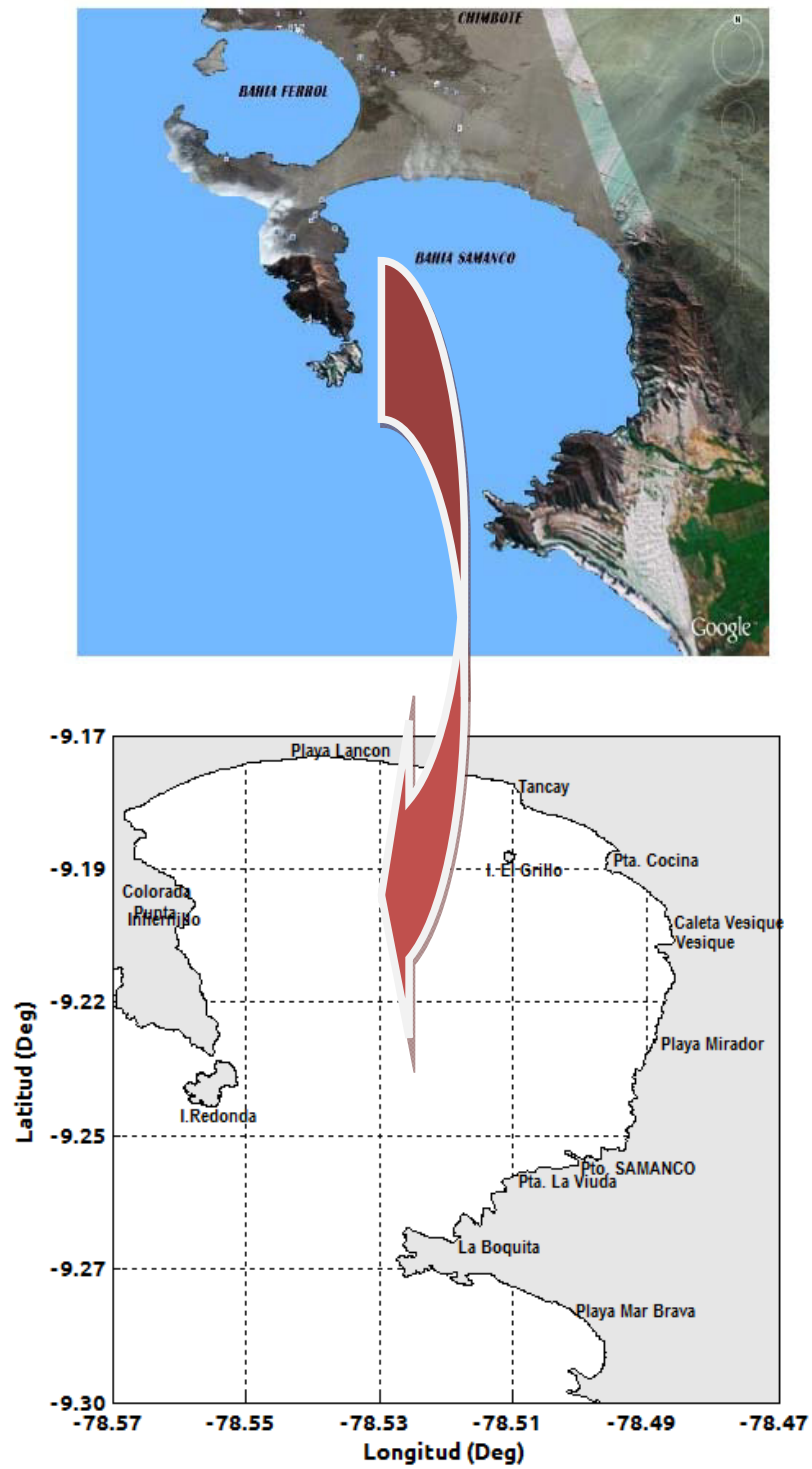


Figura1.- Área de estudio de la Bahía de Samanco

1.6 Objetivos Generales

Determinar la variación en los parámetros físicos en la Bahía de Samanco y determinar la dinámica en dicha bahía durante diferentes estaciones en algunos periodos comprendidos entre 2003 y 2008.

1.6.1 Objetivos Particulares

- Determinar la distribución espacial y estacional de la temperatura.
- Determinar la distribución espacial y estacional de la salinidad.
- Determinar la distribución espacial y estacional de la densidad.
- Determinar la distribución espacial y estacional de las corrientes marinas.

CAPÍTULO II

Marco teórico

2.1 Introducción

En sistemas de aguas costeras semicerrados como lagos, esteros, puertos y bahías, el viento, la onda de marea, los gradientes de densidad del agua, las condiciones meteorológicas, la batimetría y las descargas de agua dulce inducidas al sistema son factores que compiten constantemente por modificar la circulación y, en otros escenarios la mezcla del sistema está presente lo que da como resultado un sistema complejo e inestable (Fischer et al., 1979).

En sistemas semicerrados de aguas costeras, donde la dinámica es controlada por las corrientes de marea, los intercambios surgen debido a que las distribuciones espaciales de las corrientes y de las propiedades transportadas, no son simétricas. Durante el flujo de marea el agua que entra al sistema (laguna costera, puerto o bahía) proviene generalmente de una región adyacente a esta y durante el refluo las aguas regresan al océano en forma de un flujo concentrado. Si la concentración de propiedades del sistema es más elevada que el océano, resulta un flujo neto de la propiedad hacia el océano, aun sin un flujo neto de agua. Este mecanismo es más efectivo en presencia de una corriente a lo largo de la costa (e.g. Sistema de Corriente Costera), la cual asegura que el agua que fluye hacia afuera del sistema durante el refluo sea alejada de la entrada antes del siguiente flujo de marea. En este caso una masa de agua completamente nueva, con las propiedades del océano adyacente, es introducida al sistema en cada ciclo de marea.

En una zona donde las surgencias costeras enriquecen los niveles superiores del océano, las aguas nuevas durante cada ciclo de marea favorecen también el enriquecimiento dentro del sistema.

El gradiente de densidad vertical es otro factor importante en el intercambio del agua entre un sistema semicerrado y otro adyacente. El agua mas salada y densa se transporta a lo largo del fondo hacia el océano, mientras que el agua

menos salada y ligera lo hace hacia el interior del sistema cerca de la superficie, esta circulación de dos capas no solo transporta sal, sino también calor y otras propiedades químicas u orgánicas de agua (Bakun y Nelson, 1977).

El viento, la rotación terrestre y la fricción con el fondo son considerados factores secundarios que modifican en menor escala estos patrones de intercambio en sistemas semicerrados – océano, ya que solo pueden apreciarse al eliminar el efecto de marea (circulación residual o submareal). Sin embargo, son importantes, pues la circulación residual determina como se muestra el sistema.

La rotación terrestre y la fricción con el fondo y paredes laterales, son los factores que determinan las zonas de entrada y salida de los flujos residuales. Valle Levinson et al.(2003) sugieren que la pendiente del nivel del mar en la boca de conexión de estuarios y bahías, es otro factor que ajusta o modifica las zonas de entrada y salida de flujos residuales; esta pendiente del nivel de mar depende a su vez del esfuerzo del viento, el gradiente de densidad transversal al canal y de la rotación terrestre.

2.2 Definición y comentarios de términos básicos

Estratificación

Es la propiedad que tienen los sedimentos o cuerpos de agua de disponerse verticalmente en forma de capas o estratos.

Termoclina

La termoclina es una capa dentro de un cuerpo de agua o aire donde la temperatura cambia rápidamente con la profundidad o altura. Debido a que el sol calienta la superficie oceánica en la capa superficial, el viento y la circulación de ondas mueven el agua en esta capa, distribuyéndola dentro de ella, haciendo que la temperatura dentro de ella se uniformice en las primeras decenas de metros. Debajo de esta capa de mezcla cae la temperatura muy rápidamente. Esa área de rápida transición se le conoce como la termoclina;

debajo de ella la temperatura continua cayendo pero mucho más gradualmente.

Corrientes marinas

Una corriente oceánica o corriente marina es un movimiento superficial de las aguas de los océanos y en menor grado, de los mares más extensos. Estas corrientes tienen multitud de causas, principalmente, el movimiento de rotación terrestre (que actúa de manera distinta y hasta opuesta en el fondo del océano y la superficie) y por los vientos constantes o planetarios, así como la configuración de las costas y la ubicación de los continentes.

Picnoclina

Una picnoclina es una capa de agua en la que se evidencia un cambio súbito en su densidad vinculado con la profundidad. En los ecosistemas de agua dulce, tales como los lagos, este cambio en la densidad es causado básicamente por modificaciones en la temperatura, mientras que en los ecosistemas marinos como los océanos el cambio puede ser causado por tantos cambios en la temperatura como por cambios en la salinidad del agua.

Haloclina

La haloclina es una capa de la columna de agua en la que la salinidad del agua cambia rápidamente con la profundidad. Al analizar la columna de agua del océano se observa que hay fluctuaciones en la salinidad que en general producen una curva salinidad vs temperatura con un patrón típico. En ella, la salinidad en las aguas más superficiales es alta, debido a los procesos de evaporación. Al aumentar la profundidad, va descendiendo hasta llegar a los 500 o 1000 metros, dependiendo de la latitud, donde la salinidad alcanza su valor mínimo, y que es lugar donde se sitúa la haloclina oceánica. A partir de ahí, la salinidad aumenta suavemente con la profundidad.

Salinidad

El agua de mar está compuesto por 3.5% de sales, gases disueltos, sustancias orgánicas y partículas sin disolver. La presencia de sales influencia la mayoría de propiedades físicas del agua de mar (densidad, compresibilidad, punto de

congelación, la temperatura de la máxima densidad) hasta cierto punto pero ellos no los determina. Algunas propiedades (viscosidad, absorción de luz) no se ven afectadas de manera significativa por la salinidad. Dos propiedades que están determinadas por la cantidad de sal en el mar son: la conductividad y la presión osmótica.

Idealmente la salinidad debe ser la suma de todas las sales disueltas en gramos por kilogramo de agua de mar.

"La salinidad práctica, símbolo S, de una muestra de agua de mar también, se puede definir en términos de la relación K de la conductividad eléctrica de una muestra de agua de mar de 15 ° C y la presión de una atmósfera estándar, a la de un cloruro de potasio solución (KCl), en el que la fracción de masa de KCl es 0,0324356, a la misma temperatura y presión. el valor K exactamente igual a una correspondencia, por definición, a una salinidad práctica igual a 35. "La fórmula correspondiente es:

$$S=0.0080-0.1692K^{1/2}+25.3853K+14.0941K^{3/2}-7.0261K^2+2.7081K^{5/2}$$

Tenga en cuenta que en esta definición, la salinidad es una relación y (‰) por lo tanto ya no se utiliza, pero un valor antiguo de 35(‰) corresponde a un valor de 35 en la salinidad práctica. Algunos oceanógrafos escriben "35 ups", donde la fuente de alimentación está destinado a significar "unidad de salinidad práctica". A medida que la salinidad práctica es una relación y por lo tanto no tiene unidades.

Salinidad absoluta

La salinidad absoluta se define tradicionalmente como la fracción de masa de material disuelto en agua de mar, sus unidades están dadas en g.kg⁻¹(SI).

Se prefiere utilizar la salinidad absoluta a la salinidad práctica porque en las propiedades termodinámicas del agua de mar influye directamente la masa de los componentes disueltos en ella (esto es, la salinidad absoluta), mientras que la salinidad práctica depende exclusivamente de la conductividad

Temperatura

Muchos procesos físicos dependen de la temperatura. Unos pocos se pueden utilizar para definir la temperatura absoluta T . La unidad de T es el Kelvin, que tiene el símbolo K. Los procesos fundamentales utilizados para definir una escala de temperatura absoluta en el rango de temperaturas que se encuentran en el océano incluyen (Soulén y Fogle, 1997): 1) las leyes de los gases que relacionan la presión a la temperatura de un gas ideal con correcciones para la densidad del gas; y 2) el ruido de tensión de una resistencia R .

La medición de la temperatura con una escala absoluta es difícil y la medición se hace generalmente por los laboratorios nacionales de normalización. Las medidas absolutas se utilizan para definir una escala de temperatura práctico basado en la temperatura de unos puntos fijos y dispositivos de interpolación que se calibran en los puntos fijos.

Para las temperaturas se encuentran comúnmente en el océano, el dispositivo de interpolación es un termómetro de resistencia de platino. Se compone de una vagamente herida, libre de tensiones, alambre de platino puro cuya resistencia es una función de la temperatura. Está calibrado en puntos fijos entre el punto triple del hidrógeno equilibrio a 13,8033 K y el punto de congelación de la plata a 961,78 K, incluyendo el punto triple del agua a 0.060 °C, el punto de fusión del galio en 29.7646 °C, y la congelación punto de indio en 156.5985 °C (Preston-Thomas, 1990). El punto triple del agua es la temperatura a la que el hielo, el agua, y el vapor de agua están en equilibrio. La escala de temperatura en grados Kelvin T está relacionado con la escala de temperatura en grados Celsius t [°C] por:

$$t [^{\circ}\text{C}] = T [\text{K}] - 273.15$$

La escala de temperatura práctica fue revisada en 1887, 1927, 1948, 1968 y 1990 como determinaciones más precisas de la temperatura absoluta se aceptó. La escala más reciente es la Escala Internacional de Temperatura de 1990 (ITS-90). Difiere ligeramente de la Práctica Escala Internacional de Temperatura de 1968 IPTS-68. A 0 °C que son los mismos, y por encima de 0 °C su-90 es un poco más fría.

$$t_{90} - t_{68} = -0.002 \text{ at } 10^{\circ}\text{C}, -0.005 \text{ at } 20^{\circ}\text{C}, -0.007 \text{ at } 30^{\circ}\text{C} \text{ and } -0.010 \text{ at}$$

40°C.

Nótese que mientras que los oceanógrafos usan termómetros calibrados con una precisión de un miligrado, que es 0.001 ° C, la escala de temperatura en sí tiene incertidumbres de unos pocos miligrados.

Temperatura conservativa

La temperatura conservativa es en algunos aspectos bastante similares a temperatura potencial(θ , la usada comúnmente) en que el mismo experimento mental artificial está involucrada con sus definiciones. En ambos casos, se toma una muestra de agua de mar a una presión arbitraria en el océano y uno se imagina la disminución de la presión sobre el paquete de agua de mar en una forma adiabática e isohalina hasta que se alcanza la presión de mar $p=0$. La temperatura de la parcela fluido en el extremo de este experimento artificial se define como la temperatura potencial θ . La temperatura conservativa(Θ) representa el "contenido de calor" del agua de mar con mucha más precisión que hace la temperatura potencial θ . La diferencia entre la temperatura potencial y temperatura conservativa puede ser tan grande como $\theta - \Theta = -1,4^\circ \text{C}$.

Densidad

La densidad es uno de los parámetros más importantes en el estudio de la dinámica de los océanos. Pequeñas diferencias de densidad horizontales (causadas por ejemplo por diferencias en calentamiento de la superficie) pueden producir corrientes muy fuertes. Por tanto, la determinación de la densidad ha sido una de las tareas más importantes de la oceanografía. El símbolo para la densidad es la letra griega ρ (rho). La densidad del agua de mar depende de la temperatura T , salinidad S y la presión p . Esta dependencia es conocida como la ecuación de estado del agua de mar.

La ecuación de estado por un gas ideal esta dada por:

$$p = \rho R T$$

donde R es la constante del gas. El agua de mar no es un gas ideal, pero con la pequeña oscilación la temperatura que se acerca mucho a uno. La ecuación

exacta para toda la gama de temperaturas, salinidad y presiones encontradas en el océano

$$\rho = \rho(T, S, p)$$

(donde S es salinidad) es el resultado de muchas determinaciones cuidadosas de laboratorio. Las primeras determinaciones fundamentales para establecer la ecuación se hicieron en 1902 por Knudsen y Ekman. Su ecuación expresa ρ en g cm^{-3} .

Nuevas determinaciones fundamentales, con base en datos correspondientes a un intervalo de presión y la salinidad más grande, dieron lugar a una ecuación de la densidad nueva, conocida como la "ecuación internacional de estado (1980)". Esta ecuación usa temperatura en $^{\circ}\text{C}$, salinidad de la escala de salinidad práctica y presión en db ($1\text{db}=10,000\text{ pascal}=10,000\text{Nm}^{-2}$) y da la densidad en kgm^3 .

Densidad aumenta con un aumento en la salinidad y una disminución de la temperatura, excepto a temperaturas por debajo de la máxima densidad. Densidad oceánica es generalmente cerca de 1025 kgm^3 (en el agua dulce que está cerca de los 1000 kgm^3). Los oceanógrafos suelen usar el símbolo σ_t . Esta cantidad es definida como $\sigma_t = \rho - 1000$ y no suele llevar las unidades.

Viento

Se define al viento como el movimiento de las masas de aire, sin embargo, una definición aceptada técnicamente es: "Corriente horizontal (o casi) de aire que circula con relativa proximidad a la superficie terrestre".

Cuando el viento sopla sobre la superficie del mar, se constituye en una fuerza muy importante de impulso para la generación de corrientes oceánicas. Este impulso sobre la superficie del mar produce un esfuerzo cortante sobre la superficie del mar, que originara una traslación importante de masas de agua, formando así las corrientes superficiales oceánicas, que a su vez juegan un papel importante en la distribución del calor sobre nuestro planeta.

2.3 HIDRODINÁMICA DE SISTEMAS SEMICERRADOS

Las investigaciones realizadas sobre la hidrodinámica de sistemas semicerrados, los definen como cuerpos de agua influenciados por la descarga de un río (agua dulce) y/o parcialmente conectados a un océano adyacente (agua salada).

Sobre la base de la distribución agua salada-agua dulce, se ha logrado identificar cuatro tipos básicos de estuarios; cuña de sal, horizontalmente estratificada, verticalmente estratificada y verticalmente mezclado. La interacción entre estos 4 tipos de estuarios da lugar a otro tipo de estuario, llamado estuario intermitente, en el que se pueden encontrar dinámicas representativas de los 4 tipos básicos de estuarios, dependiendo de la época del año y de la intensidad de la descarga de agua dulce.

En ausencia de descarga de agua dulce se produce un tipo adicional de estuario llamado estuario inverso o hipersalino, en el que generalmente la salinidad se incrementa de la boca a la cabeza, debido al exceso de evaporación sobre precipitación.

Los conceptos clásicos sobre la hidrodinámica de lagunas, bahías, puertos o cuerpos de agua costeros, en general, consideran 3 agentes que modifican la dinámica de manera directa: la marea, las variables meteorológicas y la batimetría.

Estos forzamientos generan patrones de circulación inmediata y dan lugar a la formación de otros factores que empiezan a interactuar con ellos (apilamientos de agua, gradientes de presión, gradientes de densidad, entre otros), y que incluso en algunas ocasiones llegan a ser más importantes que los forzamientos primarios (Fischer, 1979).

Durante los años 1990 y 2000 los estudios se restringían solo a la medición de parámetros oceanográficos (salinidad, temperatura, densidad) durante periodos de tiempo cortos (2-3 días). Las corrientes, la presión, la batimetría eran difíciles de medir en aéreas costeras por esos años. El uso de nuevas tecnologías de medición (ADCP's, CTD's, ecosondas, etc.) y de modelos

numéricos y analíticos, fue el factor determinante que permitió ahondar en el estudio de la dinámica de estos sistemas.

Actualmente, la literatura sobre estos sistemas es vasta y abarca diversos tipos de circulación. En bahías, puertos o lagunas costeras donde los gradientes de densidad vertical son despreciables, se ha demostrado que la dinámica obedece a los forzamientos de marea, viento y batimetría.

En particular genera patrones de circulación superficial (Fischer, 1979); esto favorece la mezcla vertical e incluso llega a afectar el nivel de mar. Dentro de los estudios enfocados sobre el efecto del viento encontramos a quienes encuentran la formación de dos giros en una bahía como respuesta al forzamiento del viento. La influencia del viento llega a ser tan importante que da lugar a diferentes dinámicas en función de la dirección del viento (Valle Levinson et al., (2001b)). En estos sistemas parcialmente conectados al océano adyacente, la marea es el agente que modifica en primera instancia la circulación (Fischer, 1979; Tomczack, 2002). Por lo tanto, al eliminar el efecto del flujo y reflujo de la marea es posible observar el transporte neto o circulación residual dentro del sistema.

Diversos estudios han demostrado la dependencia de los patrones de circulación con la rotación de la tierra y los efectos de fricción inducidos por viento y marea (alta turbulencia). Mediante datos (Valle Levinson et al. 2001 a; Valle Levinson y Kamazima, 1997, 1995) y modelos analíticos (Valle Levinson, 2003; Kasai et al, 2000) se ha mostrado evidencia de que el intercambio entre los cuerpos de agua costeros y el océano adyacente, se restringe a los canales profundos y a los “bajos” como respuesta al balance entre los efectos de la rotación de la Tierra y los efectos de fricción.

Experimentos de campo indican que los eventos de estratificación y desestratificación son comunes en este tipo de sistemas (Ramírez y Imberger 2002). Las variaciones en tiempo y espacio de las características de mezcla dependen directamente de la variación de los factores que la domina. Es decir, la zona que experimenta los mayores gradientes de densidad y por lo tanto de estratificación y circulación termohalina, es la zona directamente afectada por la descarga del río (Schroeder et al., 1990). En el caso de una bahía la zona

menos propensa a estratificación es la boca de conexión con el océano, debido a la constricción morfológica que ocasiona un aumento en la velocidad de las corrientes.

2.4 Ecuaciones de Conservación

Para describir cuantitativamente las corrientes oceánicas es necesario formular matemáticamente las ecuaciones que gobiernan su movimiento y que son los balances de momento, de masa, de energía y sal. Estas son las ecuaciones de física clásica que describen el flujo de un fluido rotante y estratificado sobre una esfera y forman un sistema de 7 ecuaciones para las variables u , T , S , ρ y P . (velocidad, temperatura, salinidad, densidad y presión)

2.4.1 Ecuaciones de conservación de masa y sal

La conservación de masa de un fluido en movimiento esta dado por la ecuación de continuidad. El flujo de masa que entra y que sale de un elemento de volumen puede describirse como:

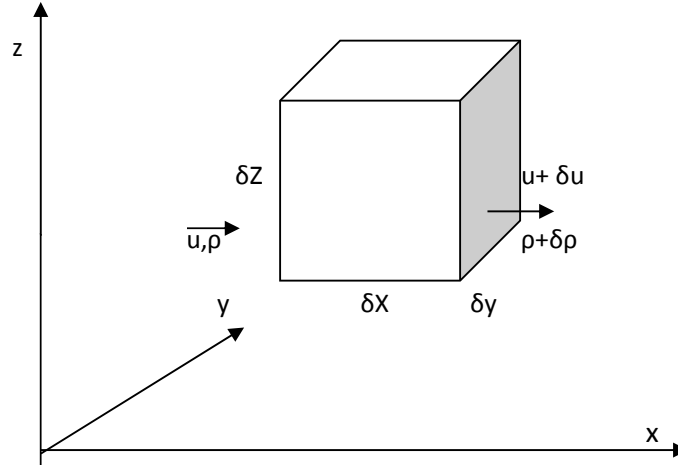


Figura 2.- Balance de masa de un elemento de volumen

Se conoce que la ecuación de flujo de masa es $M = \iint \rho u \cdot n dA$ donde u es la velocidad y n es un versor que indica la dirección normal de la superficie. Entonces si el flujo en la dirección x es perpendicular al lado del cubo y puede considerarse constante en $\delta y \delta z$ podemos escribir:

Flujo de masa que entra : $\rho u \delta y \delta z$

flujo de masa que sale: $(\rho + \frac{\partial \rho}{\partial x} \delta x)(u + \frac{\partial u}{\partial x} \delta x) \delta y \delta z$ donde se asumió que la densidad y la velocidad varían continuamente a través del cubo.

El flujo de masa neto (sale-entra) es entonces :

$$(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} \delta x + u \frac{\partial \rho}{\partial x}) \delta x \delta y \delta z \quad (1)$$

cuando $\delta x \rightarrow 0$, el segundo término es despreciable comparado con los otros dos y obtenemos

$$(\rho \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial \rho}{\partial x}) \delta x \delta y \delta z = \frac{\partial \rho u}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \quad (2)$$

$$\text{en tres dimensiones : } (\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z}) \delta x \delta y \delta z \quad (3)$$

el flujo de masa debe estar balanceado por el cambio de masa en el elemento de volumen

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} \delta x \delta y \delta z \quad (4)$$

y por lo tanto la ecuación de conservación de masa queda

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

Esta ecuación fue derivada por primera vez por L. Euler (1707--1783).

La derivación para la conservación de la sal es similar para la conservación de la masa. Como la salinidad no tiene dimensiones el producto $S\rho$ tiene unidades de masa por unidad de volumen. Entonces, podemos escribir la ecuación de conservación de sal en el océano como :

$$\frac{\partial S\rho}{\partial t} + \frac{\partial S\rho u}{\partial x} + \frac{\partial S\rho v}{\partial y} + \frac{\partial S\rho w}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

En una primera aproximación es posible considerar un océano de densidad uniforme incomprensible. En tal caso las ecuaciones para la conservación de sal y masa quedan de la forma

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Su}{\partial x} + \frac{\partial Sv}{\partial y} + \frac{\partial Sw}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

Explicita en la derivación de las ecuaciones de la conservación de la masa y sal esta la idea de que los cambios en salinidad y densidad dentro del volumen se debe solo al flujo que entra y sale, o sea a la advección. Estas propiedades se denominan conservativas y ecuaciones similares pueden escribirse para otras propiedades conservativas. Propiedades no conservativas son aquellas cuyo valor pueden cambiar independientemente del flujo (es decir existen fuerzas y/o sumideros), como por ejemplo materiales radiativos, oxígeno disuelto y nutrientes.

2.4.2 Ecuación de conservación de momento

Las ecuaciones que describen las corrientes, mareas, ondas, turbulencia y toda otra forma de movimiento en los océanos son no lineales y no existe para ellas una solución analítica completa.

Las ecuaciones deben por lo tanto ser resueltas numéricamente. En el presente consideraremos soluciones parciales que muestran las fuerzas y procesos actuantes en cada caso.

Las fuerzas que actúan sobre una parcela de agua en el océano son:

1. Gravedad: es la fuerza dominante. El peso del agua induce la presión en profundidad.

2. Empuje: Es la fuerza vertical que un fluido ejerce sobre un cuerpo sumergido en el.
3. Gradientes horizontales de presión: son debidos al diferente peso del agua en diferentes regiones de los océanos, para el mismo nivel.
4. Fuerzas aparentes que aparecen debido a que las ecuaciones se escriben para movimientos inerciales en un sistema de coordenadas que rota. De acuerdo a la 1era Ley de Newton no debería existir cambio en el movimiento si la fuerza actuante es zero. No obstante, un cuerpo moviéndose en dirección constante parece cambiar de dirección (y por lo tanto sufre una aceleración) cuando es visto desde un sistema de coordenadas que rota. El cambio de dirección es atribuido a la aceleración de Coriolis.

Escribiendo la segunda ley de Newton para una parcela de agua se obtiene la ecuación de Navier –Stokes:

$$\frac{d\mathbf{u}}{dt} = \frac{-1}{\rho} \nabla \mathbf{P} - 2\Omega \mathbf{X} \mathbf{u} + F_g + F_r \quad (9)$$

siendo u , Ω , F_r (velocidad, parámetro de Coriolis y la fuerza de fricción), donde la ecuación resulta de la suma de fuerzas: gradiente de presión, fuerza Coriolis, fuerza de gravedad y fricción. En coordenadas cartesianas (Considerar figura 3):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \psi + F_x \quad (10)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \psi + F_y \quad (11)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + 2\Omega u \cos \psi - g + F_z \quad (12)$$

Se asume que $w \ll (u, v)$, entonces se desprecia el término $2\Omega w \cos\psi$ en la ecuación para u . A su vez el término $2\Omega u \cos\psi$ es pequeño comparado con la gravedad y también se puede despreciar en la ecuación para la dirección vertical. Las F denotan términos de fricción.

Recordemos que la aceleración de una parcela de agua tiene 2 componentes:

- La aceleración local : $\frac{\partial}{\partial t}$,
- la advección : $u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$, que es el cambio en la velocidad debido al movimiento del fluido (u, v, w) .

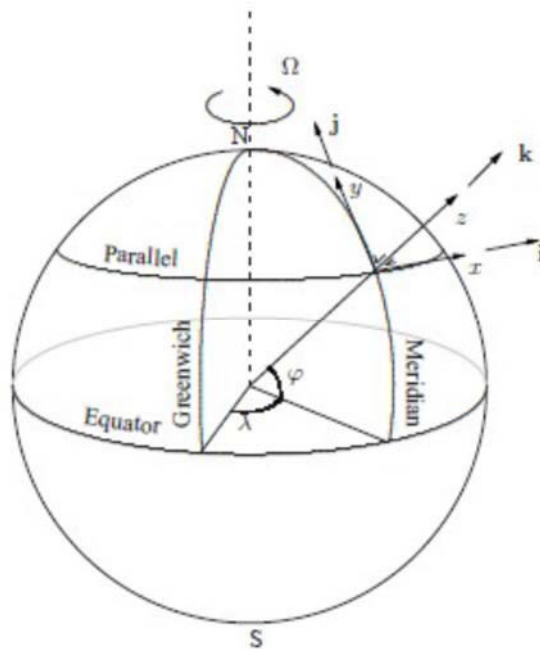


Figura 3. Sistema de coordenadas.

2.5 Fuerzas actuantes en el océano

2.5.1 Fuerza de Presión

Las masas de agua se desplazan de mayor presión a menor presión y la aceleración será proporcional al gradiente de presión .

Para derivar la expresión de la fuerza de presión consideremos las fuerzas actuando un elemento de volumen como muestra la figura 4

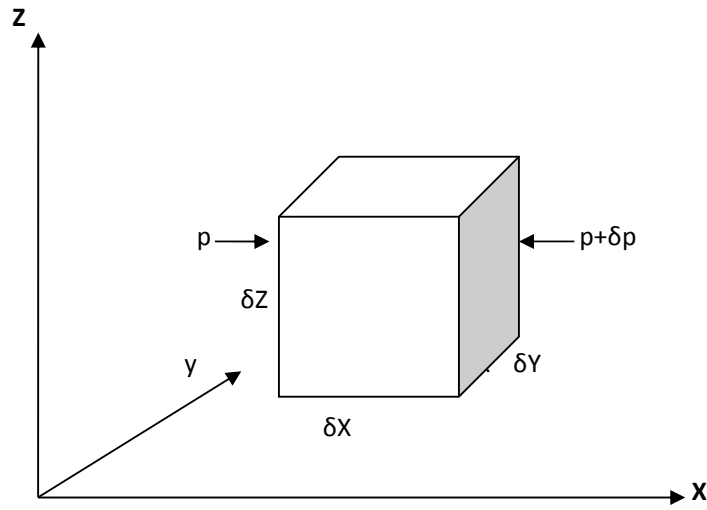


Figura4.- Fuerza de presión actuando sobre un elemento de volumen

La fuerza neta en la dirección “x” es :

$$\delta F_x = p \delta y \delta z - (p + \delta p) \delta y \delta z = -\delta p \delta y \delta z \quad (13)$$

Pero si la presión varia en forma continua,

$$\delta p = \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \quad (14)$$

y por lo tanto :

$$\delta F_x = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z \quad (15)$$

$$\delta F_x = - \frac{\partial p}{\partial x} \delta V \quad (16)$$

Para hallar la aceleración dividimos entre la densidad

$$a_x = \frac{\delta F_x}{\delta m} = - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta V}{\delta m} \quad (17)$$

$$a_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (18)$$

Análogamente en las otras direcciones, por lo que se puede escribir en forma vectorial:

$$\vec{a}_{GP} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p \quad (19)$$

Gradientes de presión ocurren por diferentes razones, como por ejemplo debido a la existencia de una pendiente en la superficie de agua.

2.5.2 Fuerza de Coriolis

Cuantifiquemos como cambia la aceleración de una partícula cuando esta se calcula en un sistema de referencia que se encuentra en rotación. Sea Ω el vector que representa la tasa de rotación del sistema de referencia. Se puede mostrar que la tasa de cambio de un vector “ q ” descrita en los sistemas de referencia inercial y en rotación se relacionan como sigue :

$$\left(\frac{dq}{dt}\right)_i = \left(\frac{dq}{dt}\right)_r + \Omega \times q \quad (20)$$

Por tanto, las velocidades se relacionan mediante la expresión

$$\left(\frac{dr}{dt}\right)_i = \left(\frac{dr}{dt}\right)_r + \Omega \times r \longrightarrow \mathbf{u}_i = \mathbf{u}_r + \Omega \times \mathbf{r}, \quad (21)$$

y podemos obtener la siguiente relación entre la aceleración totalmente descrita en el sistema inercial y la aceleración que aprecia un observador que se encuentre en el sistema rotante :

$$\left(\frac{d\mathbf{u}_i}{dt}\right)_i = \left(\frac{d\mathbf{u}_i}{dt}\right)_r + \Omega \times \mathbf{u}_i \quad (22)$$

$$= \left(\frac{d\mathbf{u}_r}{dt}\right)_r + 2\Omega \times \mathbf{u}_r + \Omega \times (\Omega \times \mathbf{r}) + \frac{d\Omega}{dt} \times \mathbf{r} \quad (23)$$

$$= \left(\frac{d\mathbf{u}_r}{dt} \right) \mathbf{r} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{u}_r \quad (24)$$

donde \mathbf{u}_i es la velocidad que aprecia un observador que se encuentre en el sistema de referencia inercial y \mathbf{u}_r es la velocidad para un observador que se encuentra en un sistema de referencia en rotación.

En esta última expresión se han despreciado la fuerza de aceleración centrífuga que experimenta la parcela de fluido debido a la rotación de la tierra y la fuerza que surgiría en caso que el vector rotación de la tierra no fuese constante en el tiempo. La primera de estas de estas fuerzas es realmente pequeña (comparada a la fuerza debida a la gravedad) y desde un punto de vista practico su efecto consiste en modificar ligeramente a la aceleración de a gravedad. La segunda fuerza es muy pequeña para el caso terrestre por cuanto la rotación de la tierra se mantiene prácticamente constante en el tiempo (tanto en magnitud como en dirección) por lo que para nuestro estudio es totalmente lícito despreciarla.

El término adicional que aparece en esta expresión es la fuerza de Coriolis, que en coordenadas cartesianas se expresa como sigue

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} = 2 \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \Omega_x & \Omega_y & \Omega_z \\ u & v & w \end{vmatrix} = 2(\Omega_y w - \Omega_z v)\hat{i} + 2(\Omega_z u - \Omega_x w)\hat{j} + 2(\Omega_x v - \Omega_y u)\hat{k}$$

como $w \ll u, v$ y $\Omega_x v \sim \Omega_y u \ll g$ tenemos

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} \sim -2\Omega_z v \hat{i} + 2\Omega_z u \hat{j} = -fv \hat{i} + fu \hat{j} \quad (25)$$

donde hemos definido el parámetro de Coriolis $f = 2\Omega \sin\theta = 2\Omega_z$

Observemos el primero de los términos que hemos ignorado, es decir el efecto de la fuerza centrífuga que experimenta un fluido asociado a su rotación con la tierra:

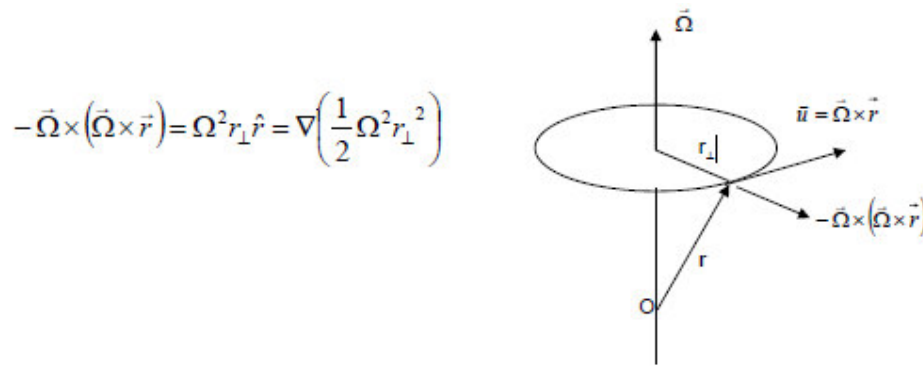


Fig 5.- Fluido en movimiento

Por tanto podemos modificar el potencial gravitatorio de la tierra, o geopotencial, $\phi_g = gz$, de la siguiente manera:

$$\phi = \phi_g + \phi_c = gz + \frac{1}{2} \Omega^2 (r \cos \theta)^2 \equiv g_e(\theta)z \quad (26)$$

De modo que la aceleración de la gravedad viene dada por $-\nabla \phi = \mathbf{g}_e = -g_e \hat{k}$

En esta expresión la gravedad efectiva es una función de la latitud y se define la dirección vertical como la dirección en la cual actúa esa gravedad efectiva.

2.6 La ecuación termodinámica Internacional del Agua De Mar.(TEOS-10)

2.6.1 Función Gibbs del agua de mar

La función de Gibbs (FG) del agua de mar $g(S_A, t, p)$, está relacionado con la entalpia específico h y entropía n , por $g = h - (T_0 + t)n$ donde $T_0 = 273.15K$ es el punto cero celcius. La FG del agua de mar $g(S_A, t, p)$ es definido como la suma de la función de agua pura $g^W(t, p)$ y la parte salina $g^S(S_A, t, p)$ de modo que:

$$g(S_A, t, p) = g^W(t, p) + g^S(S_A, t, p) \quad (27)$$

La parte salina de la FG, g^S , es válido para los rangos $0 < S_A < 42 \text{ g Kg}^{-1}$, $-6.0 \text{ }^\circ\text{C} < t < 40 \text{ }^\circ\text{C}$, y $0 < p < 10^4 \text{ dbar}$, aunque sus propiedades térmicas y coligativas son válidos hasta $t = 80 \text{ }^\circ\text{C}$ and $S_A = 120 \text{ g kg}^{-1}$ con $p = 0$.

La parte pura del agua en la FG g^W se obtiene de la IAPW-95 (International Association for the Properties of Water and Steam) función de Helmholtz de la sustancia pura del agua que es válido para la temperatura de congelación o desde la temperatura de sublimación a 1273 K. Alternativamente la parte-pura del agua de la función de Gibbs puede ser obtenida de la IAPWS-09 que es válido en el rango oceanográfico de temperatura y presión, hasta menos de la temperatura de congelación del agua de mar (a cualquier presión), hasta $40 \text{ }^\circ\text{C}$ (específicamente de $-(2.65 + (p + P_0) \times 0.0743 \text{ MPa}^{-1})^\circ\text{C}$ a $40 \text{ }^\circ\text{C}$), y en el rango de presión $0 < p < 10^4 \text{ dbar}$.

Usualmente IAPWS-09 se utiliza porque realiza aproximadamente dos órdenes de magnitud más rápido que el código IAPWS-95 para el agua pura. Sin embargo a temperaturas entre $40 \text{ }^\circ\text{C}$ y $80 \text{ }^\circ\text{C}$ se debe utilizar el IAPWS-95 versión de g^W (expresado en términos de la temperatura absoluta (K) y presión absoluta (Pa) en lugar de la versión IAPWS-09. Las propiedades termodinámicas son derivadas de la IAPWS-95 (el lanzamiento proporcionando la formulación función de Helmholtz para el agua pura).

La Función de Gibbs (27) contiene cuatro constantes arbitrarias que no se pueden determinar por cualquier conjunto de mediciones termodinámicas. Estas constantes arbitrarias significan que es desconocido hasta la función arbitraria de la temperatura y la salinidad absoluta la FG (27) (donde T_0 es el punto cero Celsius, 273.15 K)

$$[a_1 + a_2(T_0 + t)] + [a_3 + a_4(T_0 + t)]S_A \quad (28)$$

Véase por ejemplo Fofonoff (1962), Feistel y Hagen (1995). Los primeros dos coeficientes a_1 y a_2 son constantes arbitrarias del agua pura de la FG: $g^W(t, p)$ mientras que los segundos dos coeficientes a_3 y a_4 son coeficientes arbitrarios

de la parte salina de la FG: $g^s(S_A, t, p)$. Siguiendo la convención generalmente aceptada, los primeros dos coeficientes se eligen para hacer que la entropía y la energía interna de agua líquida sea cero en el punto triple,

$$n^w(t_1, p_t) = 0 \quad (29)$$

y
$$u^w(t_t, p_t) = 0 \quad (30)$$

como es descrito en IAPWS-95 y en mayor detalle en Feistel et al.(2008) por la IAPWS-95. Cuando la FG: $g^w(t, p)$ de agua pura (27) se toma la función equipada Gibbs de Feistel (2003), las dos constantes arbitrarias a_1 y a_2 (en la no apropiado-forma dimensional) son g_{00} y g_{10} de la tabla en apéndice G(Manual Teos-10). Estos valores de g_{00} y g_{10} no son idénticos de los valores en Feistel(2003) porque los valores presentes se han tomado de IAPWS-09 y han optado por lo mas exactamente posible lograr las condiciones triples puntuales (26) y (27), como se discute en Feistel et al.(2008). Las dos constantes arbitrarias restantes a_3 y a_4 de la ecuacion (28) son determinadas asegurando que la entalpia especifica h y la entropía especifica n de una muestra de agua de mar estándar con propiedades oceánicas-estándar $(S_{s0}, t_{s0}, p_{s0}) = (35.16504 \text{ gKg}^{-1}, 0^\circ \text{C}, 0 \text{ dbar})$ son ambos ceros es decir que :

$$h(S_{s0}, t_{s0}, p_{s0}) = 0 \quad (31)$$

y

$$n(S_{s0}, t_{s0}, p_{s0}) = 0 \quad (32)$$

en más detalle, estas condiciones se escriben oficialmente como (Feistel(2008), IAPWS-08)

$$h^s(S_{s0}, t_{s0}, p_{s0}) = u^w(t_t, p_t) - h^w(t_{s0}, p_{s0}) \quad (33)$$

y

$$n^s(S_{s0}, t_{s0}, p_{s0}) = n^w(t_t, p_t) - n^w(t_{s0}, p_{s0}) \quad (34)$$

Escrito de esta manera (33) y (34) utilizan propiedades de la descripción del agua pura (lado derecho) para limitar las constantes arbitrarias en la solución

salina de la función de Gibbs. Mientras que los primeros términos del lado derecho (ver (29) y (30)), son cero, estas restricciones en la FG salina se escriben de esta manera para que sean independientes de cualquier el cambio posterior en las constantes arbitrarias que participan en la descripción termodinámica del agua pura. Mientras que las dos descripciones termodinámicas ligeramente diferentes de agua pura, a saber IAPWS-95 Y IAPWS-09 logran valores cero de energía interna y la entropía en el punto triple del agua pura, los valores asignados a la entalpia y la entropía de agua pura a la temperatura y la presión del océano estándar, $h^W(t_{s0}, p_{s0})$ y $n^W(t_{s0}, p_{s0})$ en lado de mano derecha de (33) y (34), son ligeramente diferentes en los dos casos. Por ejemplo $h^W(t_{s0}, P_{s0})$ es $3.3 \times 10^{-3} \text{ J Kg}^{-1}$ de IAPWS-09.

La forma del polinomio y los coeficientes para el agua pura de la FG: $g^W(t, p)$ de Feistel (2003) y IAPWS-09 estan dados en apéndice G(Manual Teos-10) mientras que el polinomio combinado y forma logarítmica y los coeficientes para la parte salina de la función de Gibbs $g^S(S_A, t, p)$ (de Feistel (2008) y IAPWS-08) son reproducidos en apéndice H((manual de TEOS-10) SCOR/IAPSO Working Group127 tiene verificado de forma independiente que las funciones de Gibbs de Feistel (2003) y Feistel (2008), ajusta los datos subyacentes de diversas cantidades termodinámicas a la exactitud citado en esos dos documentos fundamentales.

Las discusiones sobre que tan bien funciona la FG de Feistel (2003) y Feistel (2008) se ajusta a los datos subyacentes (laboratorio) de la densidad, la velocidad del sonido, calor especifico, la temperatura de máxima densidad, etc, se puede encontrar en esos papeles, junto con las comparaciones con los algoritmos correspondientes de EOS-80(Equations of seawater). El IAPWS-09 discute la precisión con la cual Feistel (2003) se ajusta a la función potencial termodinámico de Gibbs subyacente de IAPWS-95; en resumen para la densidad de las variables, coeficiente de expansión térmica y la capacidad de calor especifico, el desajuste entre IAPWS-09 Y IAPWS-95, en la región de validación de IAPWS-09, son factor de entre 20 y 100 menor que el error correspondiente en los datos de laboratorio a los que fueron equipados ambos potenciales termodinámicos. Por lo tanto, en el intervalo oceanográfico los

parámetros, IAPWS-09 y IAPWS-95 pueden considerarse como descripciones termodinámicas igualmente precisos de agua líquida pura.

2.6.2 La relación fundamental de la termodinámica

La relación termodinámica fundamental para un sistema compuesto de un disolvente (agua) y un soluto (sal de mar) relaciona las diferenciales totales de las cantidades termodinámicas para el caso donde las transiciones entre estados de equilibrio son reversibles. Esta restricción se satisface para infinitesimalmente pequeños cambios de un infinitesimalmente pequeña parcela de agua de mar. La relación fundamental de termodinámica es

$$dh - v dP = (T_0 + t) dn + u dS_A \quad (35)$$

Una derivación de la relación fundamental de la termodinámica puede encontrarse en Warren (2006). El lado izquierdo de la ecuación(32) se escribe a menudo como : $du + (p + P_0)dv$ donde $(p + P_0) = P$;es la presión absoluta. Aquí h es la entalpía específica (es decir entalpía por unidad masa de agua de mar), u es la energía interna específica, $v = \rho^{-1}$ es el volumen específico, $(T_0 + t) = T$ es la temperatura absoluta, n es la entropía específica y u es el potencial relativo químico. En la dinámica de fluidos que normalmente tratamos con derivados de materiales, d/dt , esto es derivadas definida siguiendo el movimiento del fluido $d/d(t) = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla$ donde \mathbf{u} es la velocidad del fluido. En términos de este tipo de derivadas, y asumiendo un equilibrio termodinámico local (es decir este equilibrio termodinámico local es mantenido durante el cambio temporal), La relación fundamental termodinámica es:

$$\frac{dh}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dt} = (T_0 + t) \frac{dn}{dt} + u \frac{dS_A}{dt} \quad (36)$$

Tenga en cuenta que la constancia de la entropía en una situación dada no implica la ausencia de procesos irreversibles porque, por ejemplo, no puede haber cambios irreversibles tanto de la salinidad y la entalpía a presión constante en tan sólo la

proporción adecuada con el fin de tener efectos iguales en Eqns. (35) o (36), de modo que el cambio de entropía en estas ecuaciones es cero.

2.6.3 La primera ley de la termodinámica

La ley de la conservación de la energía para los estados de equilibrio termodinámico fue descubierto en el siglo 19 por Gibbs (1873) y otros pioneros. Fue formulado como un equilibrio entre interior de la energía, el calor y el trabajo, de forma similar a la ecuación fundamental (35), y se refiere como la Primera Ley de la Termodinámica (Thomson (1851), Clausius (1876), Alberty (2001)) . Bajo la condición más débil de un equilibrio termodinámico local (Glandorff y Prigogine (1971)), los conceptos termodinámicos originales pueden generalizarse de manera adecuada para describir los procesos irreversibles de la dinámica de fluidos que están sujetos a flujos moleculares y el movimiento macroscópico (Landau y Lifshitz (1959).

En algunos medios "la Primera Ley de la Termodinámica" se utiliza para describir la ecuación de evolución para la energía total, que es la suma de la energía interna, energía potencial y la energía cinética. Aquí seguimos la práctica más común de relación con la primera ley de la termodinámica como la diferencia entre la ecuación de conservación de la energía total y la ecuación de evolución para la energía cinética más la energía potencial, dejando lo que podría denominarse vagamente la ecuación de evolución de "calor" (37) (Landau y Lifshitz (1959), McDougall (2003), Griffies (2004)). Por tanto, la primera ley de la termodinámica se puede escribir como aparece en el manual TEOS 2010. y las otras ecuaciones (39, 40 y 41) del apéndice del Manual Teos; todas estas ecuaciones son encarnaciones igualmente válidas de la primera ley de la termodinámica)

$$\rho\left(\frac{dh}{dt} - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dt}\right) = -\nabla \cdot \mathbf{F}^R - \nabla \cdot \mathbf{F}^Q + \rho\epsilon + h_{SA} \rho S^{SA} \quad (37)$$

donde \mathbf{F}^R es la suma de los flujos de contorno y que radia calor y \mathbf{F}^Q es la suma de todos los flujos difusivos moleculares de calor, siendo el flujo normal de calor molecular dirigida por el gradiente de temperatura más un término proporcional al flujo molecular de la sal. Por ultimo ϵ es la tasa de disipación de

la energía mecánica por unidad de masa y $h_{SA} \rho S^{SA}$ es la tasa de incremento de la entalpía debido al término fuente absoluto interior causada por la remineralización. La derivación de la ecuación (38) se resume en el apéndice B (Manual Teos2010), donde también discutimos las ecuaciones de evolución relacionados sobre energía total y para la función de Bernoulli.

Siguiendo Fofonoff (1962) observamos que una consecuencia importante de la ecuación (38) es que cuando dos parcelas de tamaño finitos de agua de mar se mezclan a presión constante y en condiciones ideales, se conserva la cantidad total de entalpía. Para ver éste combina la ecuación (38) con la ecuación de continuidad

$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho u) = 0$ para encontrar la siguiente divergencia de la primera ley de la termodinámica,

$$\frac{\partial(\rho h)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho u h) - \frac{dp}{dt} = -\nabla \cdot F^R - \nabla \cdot F^Q + \rho \epsilon + h_{SA} \rho S^{SA} \quad (38)$$

La disipación de la energía cinética por la fricción viscosa y el término fuente debido a la producción de salinidad absoluta también se ignoran comúnmente durante tales procesos de mezcla pero en realidad el término de disipación no causa un pequeño aumento de la entalpía de la mezcla con respecto a la de las dos parcelas originales. Aparte de estos términos no conservativos, bajo estas ecuaciones (38) se reduce a la afirmación de que la cantidad de volumen integrado de ph es el mismo para las dos parcelas de fluidos iniciales como para el paquete mezclado final, es decir, la cantidad total de entalpía es sin cambios.

Este resultado de no-equilibrio termodinámico es de mayor importancia en oceanografía. El hecho de que la entalpía se conserva cuando las parcelas de fluidos se mezclan a presión constante es el resultado sobre el cual el centro de toda nuestra comprensión de "flujos de calor" y de "contenido de calor" en el océano descansa. La importancia de este resultado no se puede exagerar; debe formar parte de todos los cursos de introducción a la dinámica de la oceanografía y clima (Manual-TEOS2010). Tan importante como este resultado

es, no se sigue que la entalpía es la mejor variable para representar el "contenido de calor" en el océano. La entalpía es una representación muy pobre de "contenido de calor" en el océano, ya que no posee la propiedad "potencial". Se verá que el potencial entalpía h^0 (con referencia a la presión cero del mar) es la mejor variable termodinámica para representar "contenido de calor" en el océano. La primera ley de la termodinámica, ecuación (34), puede ser escrita como una ecuación de evolución para la entropía de la siguiente manera:

$$\rho((T_0 + t) \frac{d\eta}{dt} + u \frac{dS_A}{dt}) = -\nabla \cdot \mathbf{F}^R - \nabla \cdot \mathbf{F}^Q + \rho \varepsilon + h_{SA} \rho S^{SA} \quad (39)$$

La primera ley de la termodinámica (37) también se puede escribir en términos de potencial de temperatura θ (con respecto a la presión de referencia p_r) usando las ecuaciones de Bacon y McDougall(2003).

$$\rho \left(\frac{(T_0+t)}{(T_0+\theta)} C_p(p_r) \frac{d\theta}{dt} + [u(p) - (T_0+t) u_T(p_r)] \frac{dS_A}{dt} \right) = -\nabla \cdot \mathbf{F}^R - \nabla \cdot \mathbf{F}^Q + \rho \varepsilon + h_{SA} \rho S^{SA} \quad (40)$$

donde T_0 es el punto cero Celcius (T_0 es exactamente 273.15K), donde en términos de temperatura conservativa Θ , la primera ley de la termodinámica es (de McDougall(2003))

$$\rho \left(\frac{(T_0+t)}{(T_0+\theta)} C_p^0 \frac{d\theta}{dt} + [u(p) - \frac{(T_0+t)}{(T_0+\theta)} u(0)] \frac{dS_A}{dt} \right) = -\nabla \cdot \mathbf{F}^R - \nabla \cdot \mathbf{F}^Q + \rho \varepsilon + h_{SA} \rho S^{SA} \quad (41)$$

Una clasificación rápida de estas tres variables , η , θ y Θ , desde el punto de vista de la cantidad de su no - conservación, se representa mediante el examen de la gama de los términos (en presión fija) que se multiplican los derivados materiales de los lados de la mano izquierda de las ecuaciones anteriores. (39), (40) y (41). La circulación del océano puede ser vista como una serie de movimientos adiabáticos e isohalinos de las parcelas de agua de mar interrumpidas por una serie de acontecimientos turbulentos aislados de mezcla. Durante cualquiera de las etapas adiabáticas y transporte isohalino cada propiedad "potencial" es constante, por lo que cada una de las variables anteriores, la entropía, la temperatura potencial y temperatura Conservativa son 100% perfecto durante estas etapas adiabática y de adveccion isohalina.

Del mismo modo la producción no conservadora del potencial de temperatura depende en la medida en que los coeficientes $c_p(p_r)(T_0+t)/(T_0+\theta)$ y $[u(p)-(T_0+t)u_t(p_r)]$ en ecuación (41) varíe a presión fija.

De acuerdo con esta forma de ver estas ecuaciones observamos que la derivada material de la entropía aparece en la ecuación(39) multiplicada por la temperatura absoluta (T_0+t) que varía en un 15% en la superficie del mar, el término que multiplica $\frac{d\theta}{dt}$ en (40) es dominada por la variación en $c_p(S_A, t, p_r)$ que es principalmente una función de S_A y que varía en un 5% en la superficie del mar, mientras que la derivada material de la temperatura conservativa $d\theta/dt$ en ecuación (41) se multiplica por el producto de una constante “capacidad térmica” c_p y el factor $(T_0+t)/(T_0+\theta)$ que varía muy poco en el océano, especialmente cuando uno se da cuenta de que es sólo la variación de esta relación en cada nivel de presión que es motivo de preocupación. Este factor es la unidad en la superficie del mar.

2.7 Métodos de interpolación

2.7.1 Interpolación lineal

La interpolación lineal es un procedimiento muy utilizado para estimar los valores que toma una función en un intervalo del cual conocemos sus valores en los extremos $(x_1, f(x_1))$ y $(x_2, f(x_2))$. Para estimar este valor utilizamos la aproximación a la función $f(x)$ por medio de una recta $r(x)$. La expresión de la interpolación lineal se obtiene del polinomio interpolador de Newton de grado uno.

Existen unos pasos que se siguen para hallar la recta de regresión:

1. Dados los puntos de la función (x_1, y_1) y (x_2, y_2) , queremos estimar el valor de la función en un punto x en el intervalo $x_1 < x < x_2$.
2. Para hallar la recta de interpolación nos fijaremos en la siguiente imagen

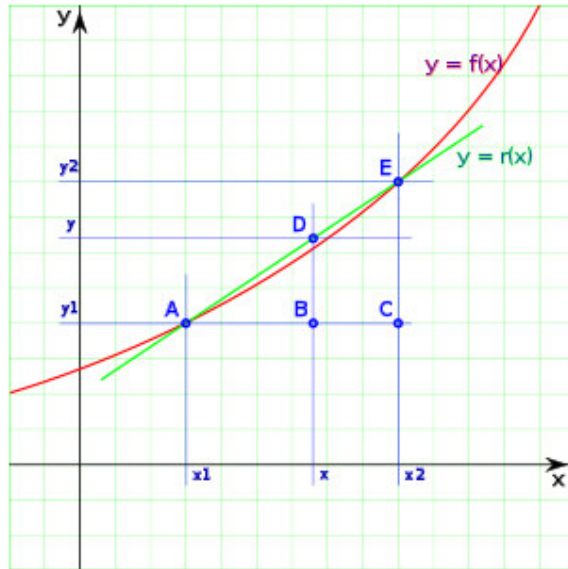


Figura 6.

Para ello utilizamos la semejanza de los triángulos ABD y CAE, obteniendo la siguiente proporcionalidad de segmentos: $AB/AC=BD/CE$.

3. Despejando el segmento BD (ya que el punto D es el que se desconoce), se obtiene : $BD=(AB/AC).CE$. En términos algebraicos se tiene:

$$y = \frac{(x - x_1)}{(x_2 - x_1)} (y_2 - y_1) + y_1$$

recordando que $y(1)=f(x_1)$ y análogamente $y(2)=f(x_2)$.

$$f(x|x_1; x_2) = f(x_1) + \frac{f(x_2) - f(x_1)}{(x_2 - x_1)}(x - x_1) \quad (42)$$

2.7.2 Interpolación con splines cúbicos

Para obtener curvas suaves suelen utilizarse splines cubicos de clase 2, es decir dada una partición:

$$P=\{a=x_0 < x_1 < \dots < x_n=b\}$$

interpolamos con funciones de clase 2 que restringidas a los intervalos $[x_i, x_{i+1}]$ son polinomios de grado 3. Si se considera $s_i(x)$ a la restricción del spline $s(x)$ al intervalo $[x_i, x_{i+1}]$, $i=0, 1, \dots, n-1$, entonces

$$s_i(x) = a_i + b_i x + c_i x^2 + d_i x^3 \quad i=0, 1, 2, 3, \dots, n-1,$$

por lo que tenemos $4n$ incognitas a determinar. Por otra parte, el spline tiene que cumplir las siguientes condiciones:

(i) Condiciones de interpolación:

$$s_i(x_i) = f(x_i) = s_{i+1}(x_{i+1}), \quad s_{n-1}(x_n) = f(x_n).$$

(ii) Condiciones de continuidad (en nodos interiores) :

$$s_i(x_{i+1}) = s_{i+1}(x_{i+1}), \quad i = 0, \dots, n-2.$$

(iii) Condiciones de suavidad (en nodos interiores) :

$$\begin{aligned} s'_i(x_{i+1}) &= s'_{i+1}(x_{i+1}), & i &= 0, \dots, n-2 \\ s''_i(x_{i+1}) &= s''_{i+1}(x_{i+1}) & i &= 0, \dots, n-2 \end{aligned}$$

Asi se obtiene en total $4n-2$ ecuaciones, lo que significa que para determinar el spline $s(x)$ de forma única necesitamos imponer 2 condiciones adicionales. Dichas condiciones suelen imponerse sobre los extremos de intervalo siendo las mas habituales

$$\begin{aligned} s''_0(a) &= 0, \quad s''_{n-1}(b) = 0, & (\text{spline cubico natural}), \\ s'_0(a) &= f'(a), \quad s'_{n-1}(b) = f'(b), & (\text{spline cubico sujeto}) \end{aligned}$$

CAPÍTULO III

Materiales y métodos

3.1 Adquisición de datos

Se colectaron datos en la Bahía de Samanco que está ubicada en la Región Ancash, en la costa norte entre los $-9.^\circ30'$ a $-9.^\circ17'$ de latitud sur y de los $-78^\circ57'$ a los $-78^\circ47'$ de longitud oeste. Los registros fueron en superficie y columna de agua según carta de posiciones (Figura 1 y Figura 5).

La colecta de datos corresponde a mediciones oceanográficas en 10 estaciones hidrográficas entre los años 2003 y 2008, se empleó un CTD-O SBE 19Plus V2, modelo 6265, para registrar data de temperatura y salinidad; la información fue procesada con el software del equipo “SeaBird” en la rutina SBE-DataProcessing-Win32. Los datos de densidad se obtuvieron a partir de los datos registrados de salinidad y temperatura in situ mediante el software TEOS 2010.

Los registros de corrientes marinas (CsMs) se hizo usando un correntómetro Anderra (RC M9) fijo en un punto (modo euleriano) que, registró la magnitud y dirección en la columna tomando información en niveles (capas); en superficie intermedio y fondo por periodos de tiempo constante 10 minutos por nivel. Se registraron datos de viento (magnitud y dirección) con un anemómetro portátil manual Marca Ames en cada una de las estaciones hidrográficas programadas.

La batimetría de un ecosistema costero, es la descripción del de la topografía del fondo marino en función de las profundidades con relación al nivel del mar. La colecta de información geo referenciada abarcó un sector del mar frente al litoral entre la zona norte y sur del interior de la bahía de Samanco, hasta una profundidad aproximada de 40 m.

Para la adquisición de información de profundidades geo referenciadas, se recorrieron transectos y líneas de comprobación en direcciones Norte-Sur o sub paralelos a la línea de costa y de dirección Este-Oeste, distribuidos en toda el área de estudio, con separaciones entre de 100 m.

Para registrar las profundidades geo referenciadas del fondo marino se empleó una ecosonda Científica marca SIMRAD Modelo EY 60 con una frecuencia de trabajo de 120 kHz, conectada a un Navegador GPS marca Garmin Smart 60csi.

3.2 Procesamiento de los datos

Los datos obtenidos fueron procesados con el software Matlab, realizándose interpolaciones para la batimetría, variables de salinidad, temperatura, densidad, corrientes y además de usarse como variable independiente la magnitud del viento para poder ver como influye en la dinámica de la bahía. El método que se emplea en la TEOS-10 consiste en desarrollar la función de Gibbs de la que pueden deducirse todas las propiedades termodinámicas del agua de mar mediante manipulaciones netamente matemáticas (como la diferenciación). Para las distribuciones horizontales y perfiles verticales se consideraron las siguientes estaciones mostradas en la Figura 5. Así en la determinación de distribución de salinidad, corrientes, temperatura y densidad se tomaron todas las estaciones (Figura 7) promediándose por capas para la obtención de los mapas más abajo mostrados. En el desarrollo de la interpolación para las corrientes, batimetria y distribución de las variables oceanográficas se uso la interpolación con splines cúbicos; mientras que para el desarrollo de los perfiles se uso la interpolación lineal para las variables. En el procesamiento de los datos de vientos se desarrollaron series de tiempo para los meses de Febrero y Agosto del año 2004 y 2005 respectivamente.

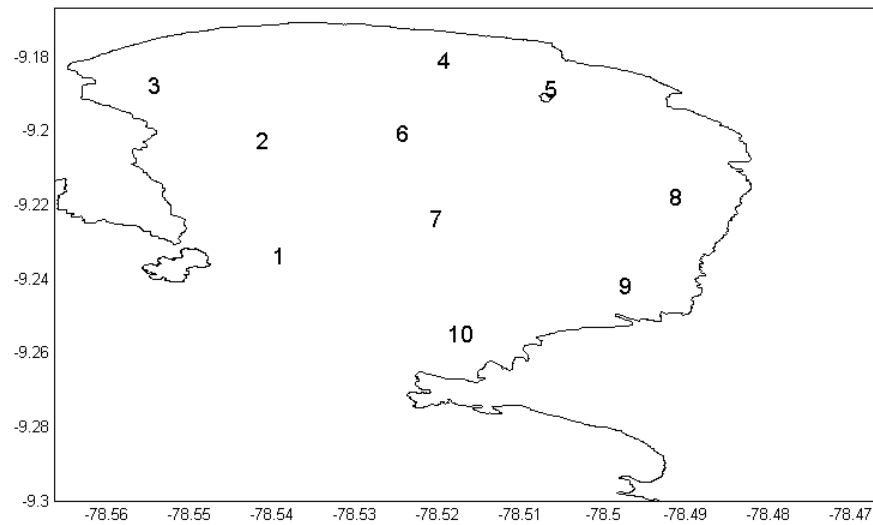


Figura7.- Ubicación de las estaciones oceanográficas

3.3 Batimetría de la bahía de Samanco

Se presentan las profundidades que se obtuvieron y que van desde 1 a 50 m; esta bahía presenta una suave profundización desde 1 hasta 25 metros, punto a partir del cual las isobatas se estrechan incrementando la pendiente. Esta característica batimétrica de la B.S.(Bahía de Samanco), hace que gran parte de la misma entre los 10 y 25 metros de profundidad sea parcialmente un gran planicie con un ligero gradiente (ver figura 8)

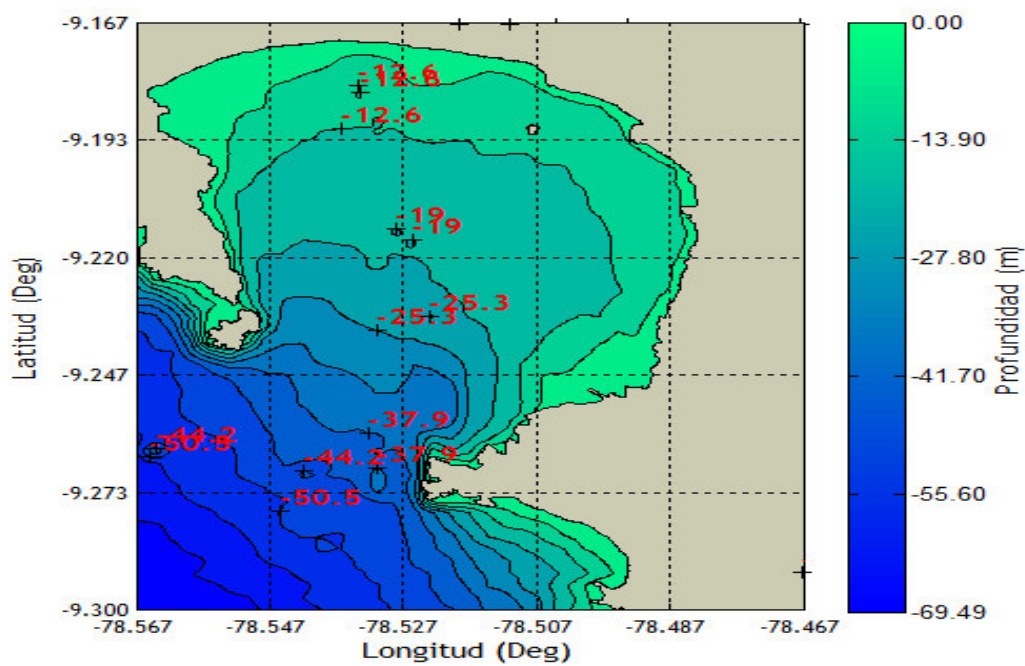


Figura 8.- Batimetría de la Bahía de Samanco (B.S.)

CAPÍTULO IV

Resultados

4.1 Circulación en la bahía de Samanco

Con el propósito de analizar la circulación en la BS y como se comportan los mecanismos importantes en su generación se analizó el área que corresponde a la BS). Los datos de la bahía son in situ. Generalmente la circulación en la BS es de baja intensidad, registrándose así en todos los promedios estacionales. En este capítulo se analizará datos de meses diferentes de diferentes años, y en base a ello tomaremos aquellos meses ubicados dentro de una estación y promediaremos con otros meses de diferentes años de una misma estación. Teniendo así nuestros datos para la estación de verano, otoño invierno y primavera.

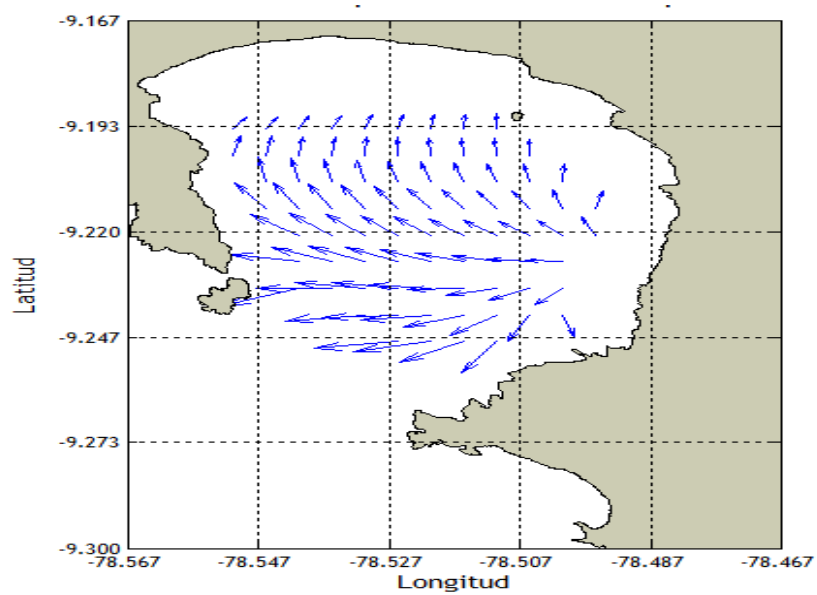
4.1.1 Circulación de corrientes

En la siguiente sección se presenta los promedios estacionales de las corrientes marinas cuantificadas en los niveles de profundidad (0 m, 5 m 10 m y 20 m). Se determinó que la circulación en la B.S. fue por lo general en sentido horario, registrándose descargas intensas propio de la batimetría de la bahía. Además por ser una bahía en donde la circulación es lenta, se obtuvieron valores bajos de velocidad.

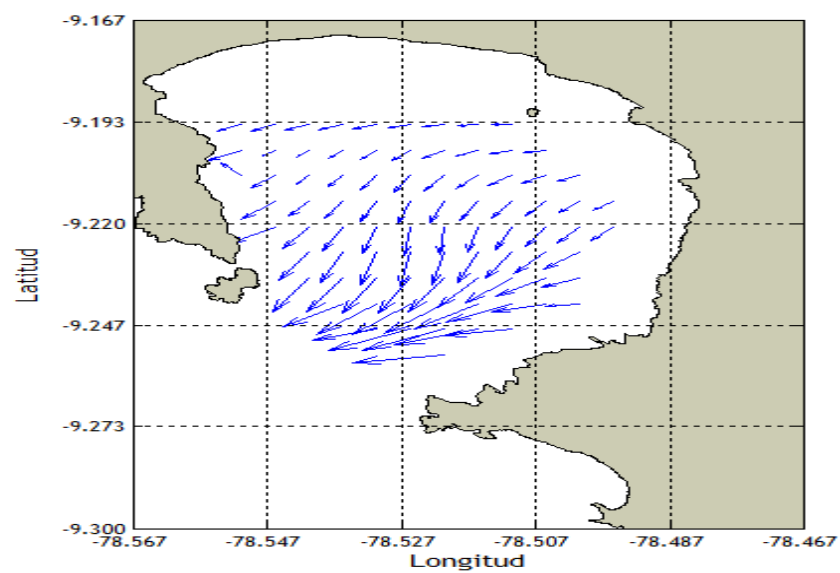
En las gráficas de circulación de Verano (9a, 9b ,9c y 9d) se presentan CsMs con un promedio de velocidad superficial de 8 cm/s en verano , teniendo así datos que varían con respecto a la media hasta en 2 cm/s. Se observa corrientes con mayor intensidad de flujo en la parte saliente a la bahía y de menor intensidad frente a la costa de la BS, (Figura 9a). En la capa de 5 m (Figura 9b) ya vemos un flujo saliente intensificándose en la salida de la boca de la BS. En esta capa (5 m) la velocidad en promedio fue de 9 cm/s, mientras que para las capas de 10 m y 20 m las velocidades promedio fueron de 6 cm/s y 5 cm/s.

Verano

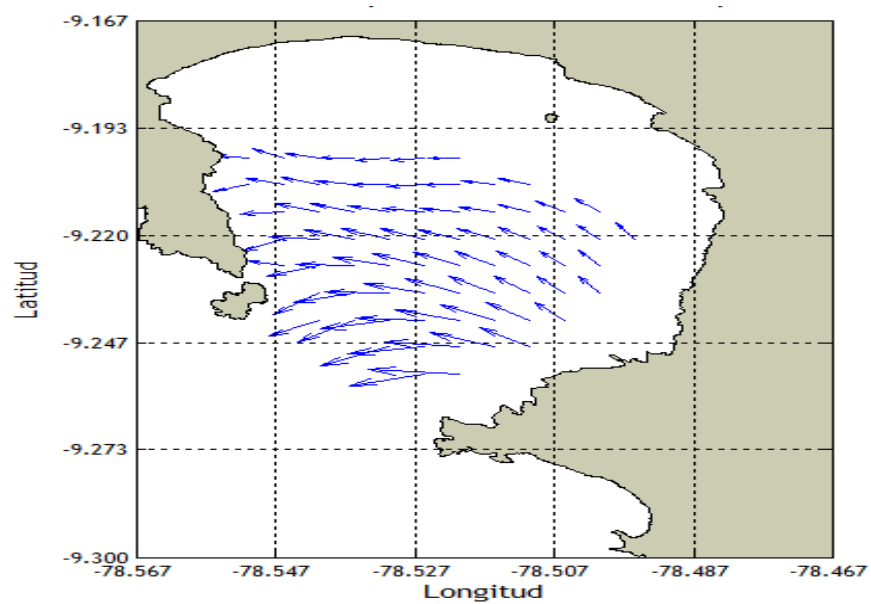
a) 0 m



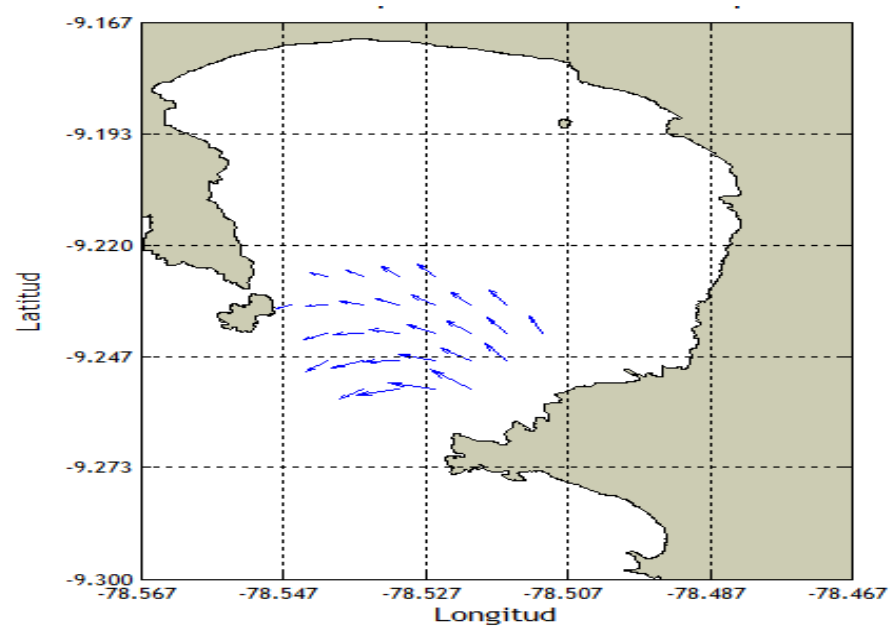
b) 5 m



c) 10 m



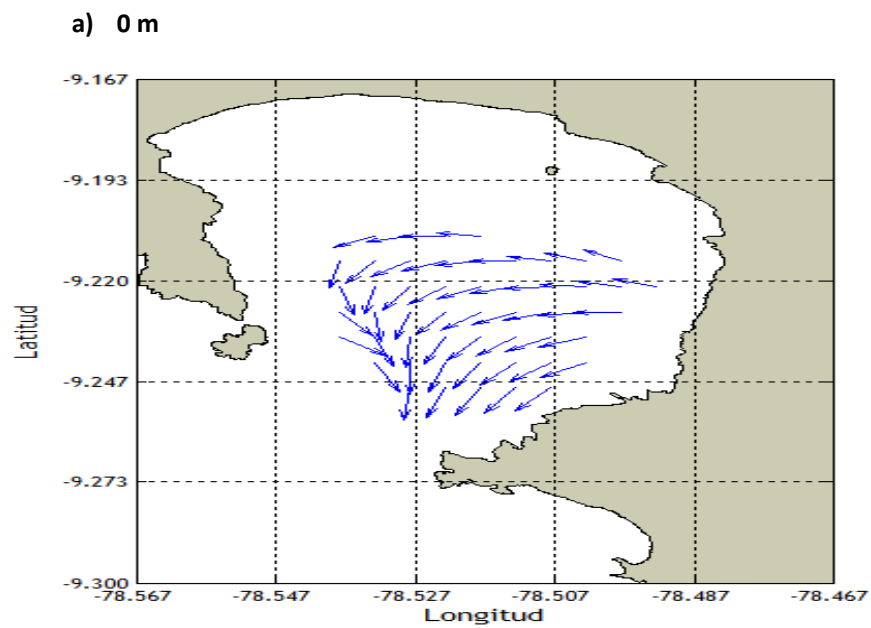
d) 20 m



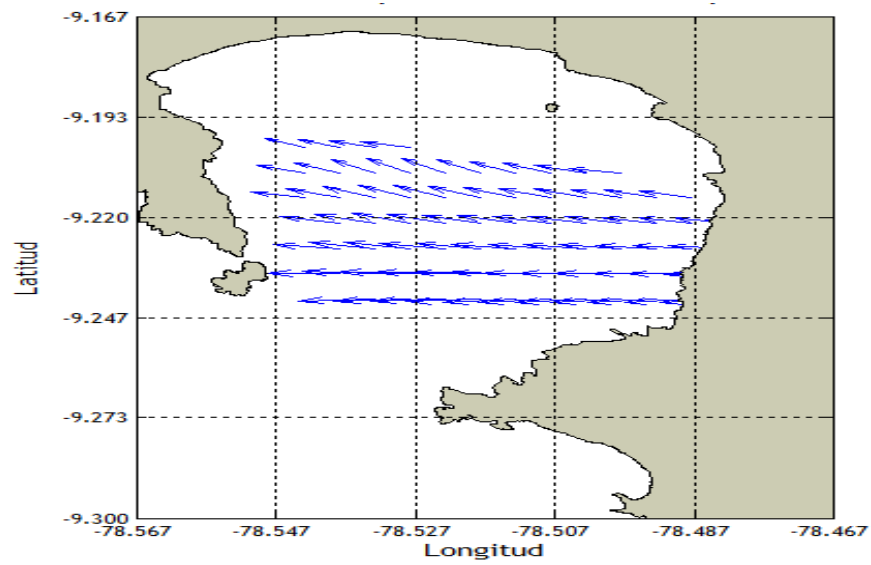
Figura(9). Corrientes para la estación de Verano a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m.

Para la estación de Otoño, en la profundidad de 0 m (Figura 10a) se presenta las CsMs con velocidades en promedio de 6 cm/s, salientes en dirección sur de la bahía mientras que notamos un flujo de corrientes entrantes para la capa de 5 m y 10 m (figura 10 b y 10 c). Se registraron promedios de velocidad de 7 cm/s y 5 cm/s para las capas de 5 m y 10 m respectivamente.

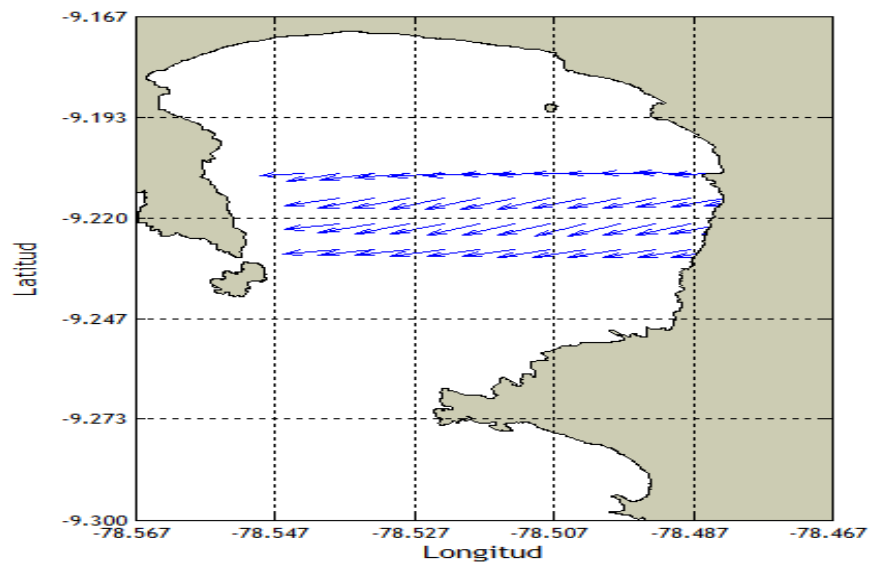
Otoño



b) 5m



c) 10 m



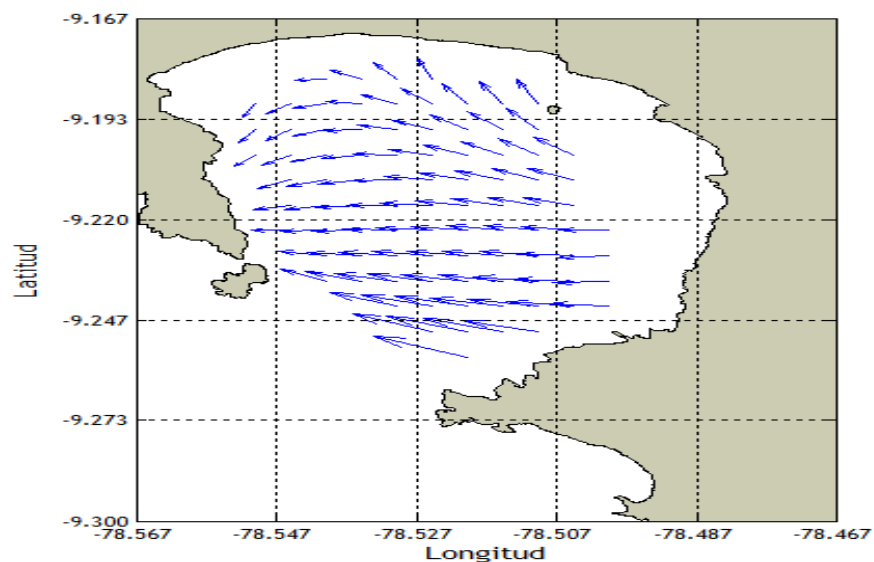
Figura(10). Corrientes para la estación de Otoño a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m.

En Invierno presentaron en promedio, magnitudes de corrientes elevadas comparadas al resto de estaciones. En la capa de 0 m se

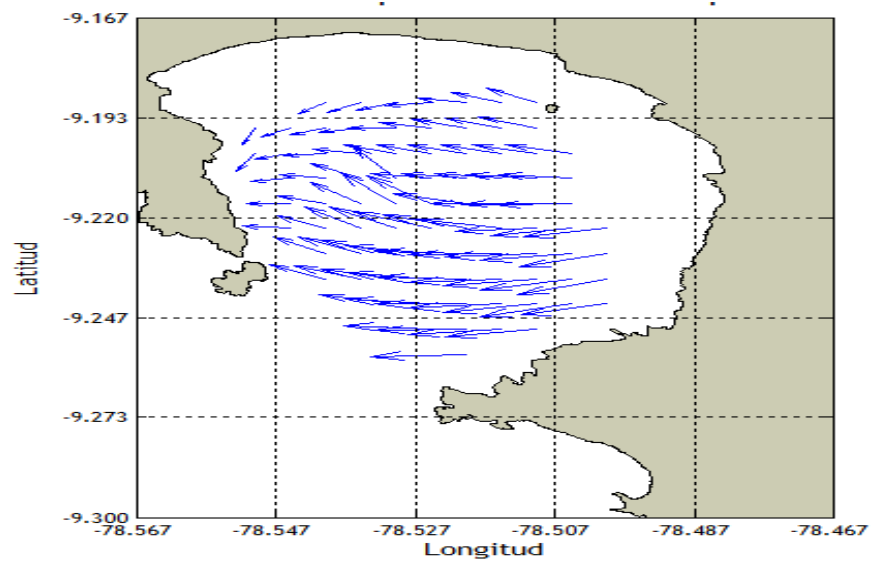
presenta flujo de CsMs entrantes en la parte de la bocana de la bahía y también flujo de corrientes salientes frente a la costa norte de la bahía, registrándose además un promedio de velocidad de 18.5 cm/s en esta capa. En la capa de 5m se registraron velocidades de 17.5 cm/s notándose un sentido horario de las CsMs. Para la capa de 10m se presentan las corrientes que siguen dirección este de la bahía con un promedio de velocidad de 15 cm/s, mientras que en la capa de 20m se observa un flujo de corrientes salientes de la bahía registrándose un promedio de velocidad de 14 cm/s.

Invierno

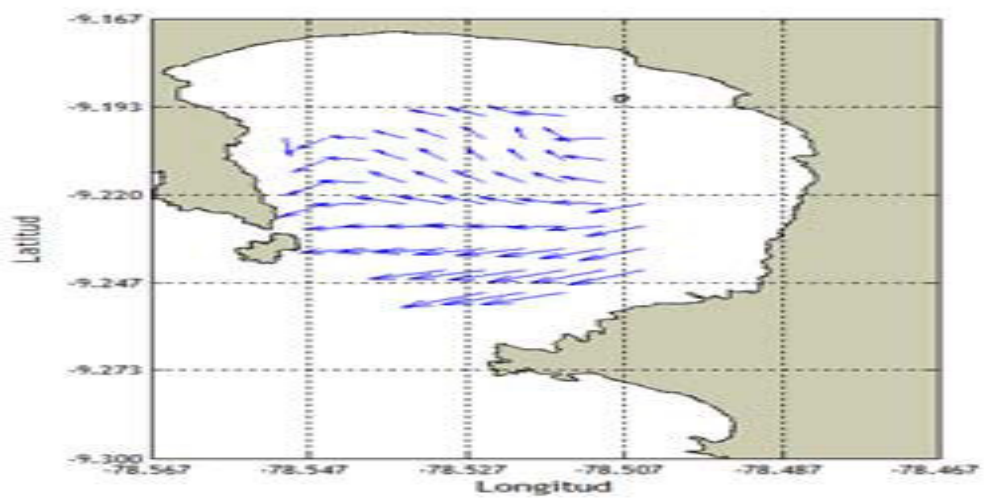
a) 0 m



b) 5 m



c) 10 m



d) 20 m

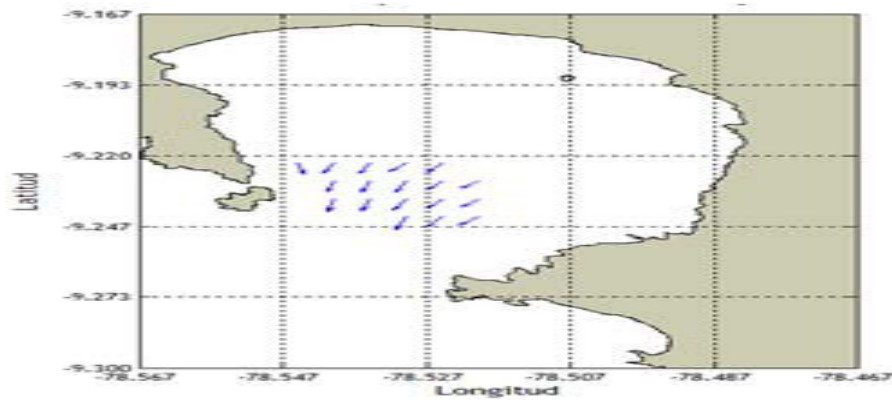
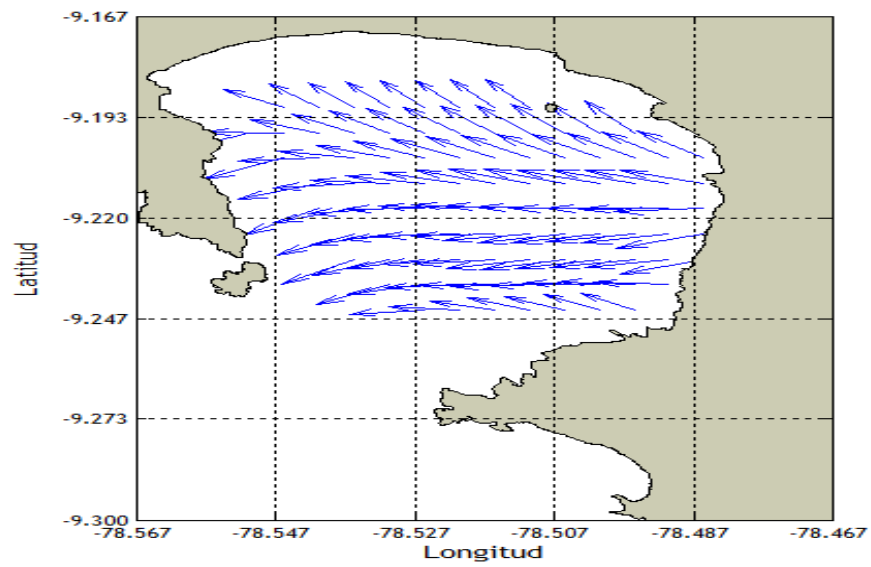


Figura11.- Corrientes para la estación de Invierno a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m.

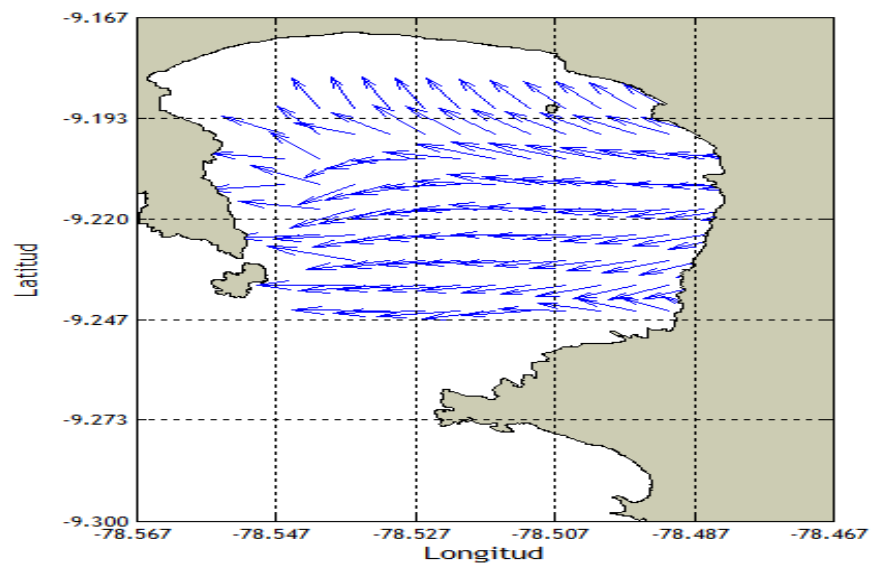
Para el mes de la Primavera en la capa superficial (0 m) se presentan flujos de CsMs intensos en dirección nor-oeste y sur oeste de la bahía, registrándose en promedio velocidades de 19 cm/s. En la capa de 5 m las corrientes siguen dirección similar registrándose en promedio una velocidad de 16 cm/s. Para la capa de 10 m se registran velocidades con promedio de 14 cm/s siguiendo la dirección este de la bahía; mientras que en la capa de 20 m observamos un flujo de corrientes de sur-norte con valor promedio de 14.5 cm/s

Primavera

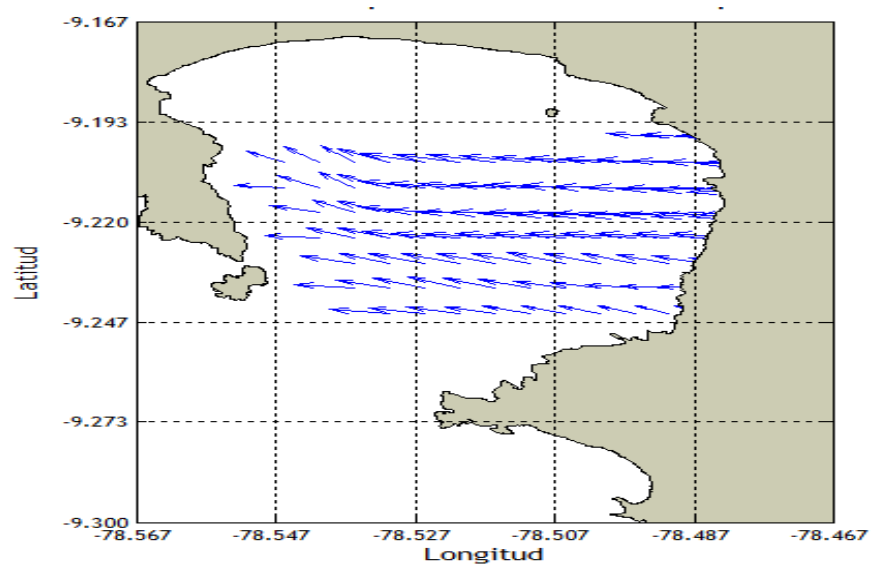
a) 0 m



b) 5 m



c) 10 m



d) 20 m

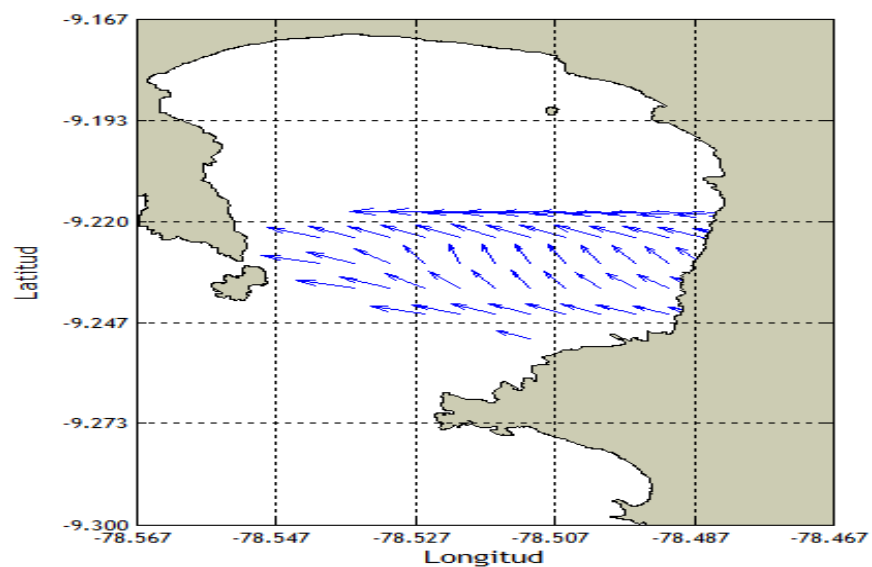


Figura 12.- Corrientes para la estación de Primavera a diferentes profundidades de a) 0 m b) 5 m c) 10 m y d) 20 m.

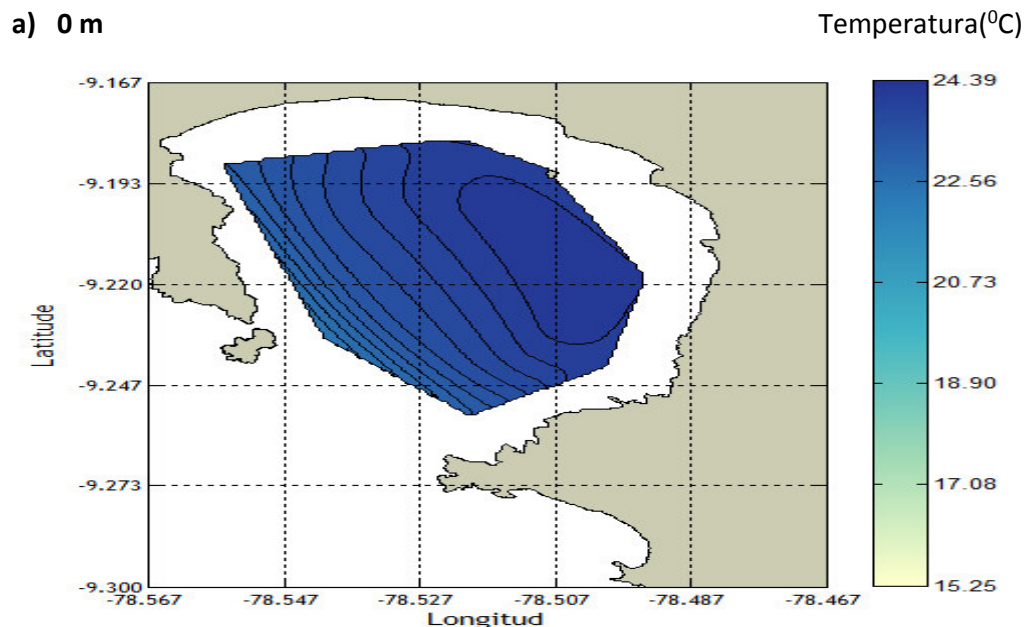
4.2 Secciones horizontales

4.2.1 Distribución espacial de la temperatura

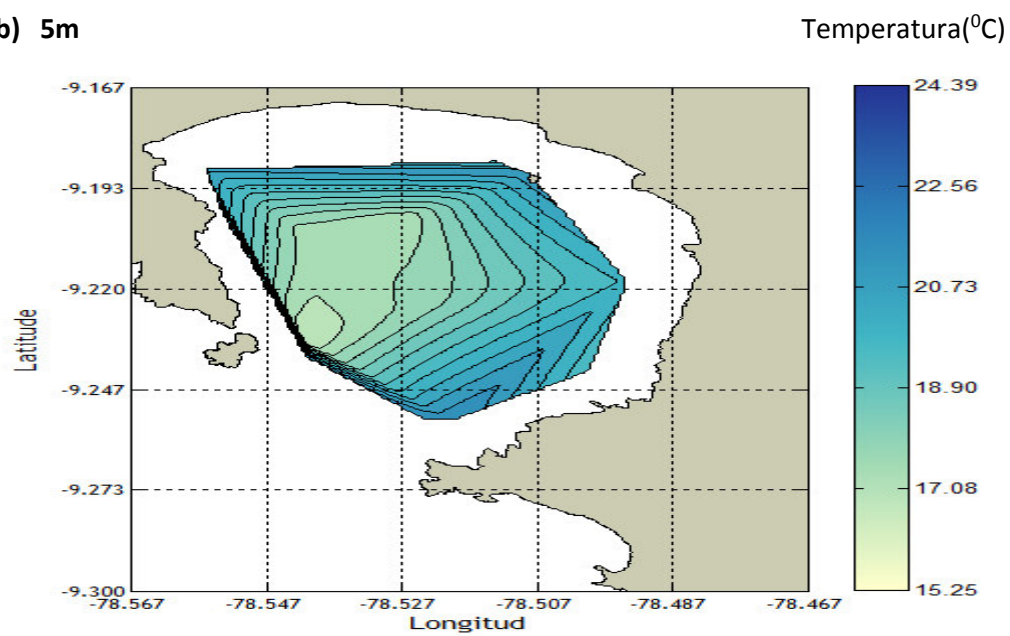
En la siguiente sección se determinó la evolución espacial de la temperatura para las estaciones (Verano, Otoño, Primavera e Invierno). Se promediaron los meses de diferentes años pertenecientes a una determinada estación; estudiándose la variación espacial a diferentes profundidades de esta variable.

Para la estación de Verano, se presentan los gradientes térmicos más intensos con isothermas menores a 24°C . En esta estación a nivel de superficie (0 m) podemos ver un cierto paralelismo en las isothermas; encontrándose hasta temperaturas de 24°C ; además de encontrar una cierta homogeneidad en la distribución de la temperatura. En los 5 m se presenta núcleos de temperaturas frías, con incrementos en la dirección este (frente a la costa) de la bahía; registrándose en promedio temperaturas de 19.5°C ; mientras que en la profundidad de los 10 m podemos encontrar isothermas más intensas en la entrada de la bahía, enfriándose hacia la parte central de la misma. En los 20 metros ya podemos ver isothermas mas uniformes, alcanzando en promedio un valor de 15.7°C .

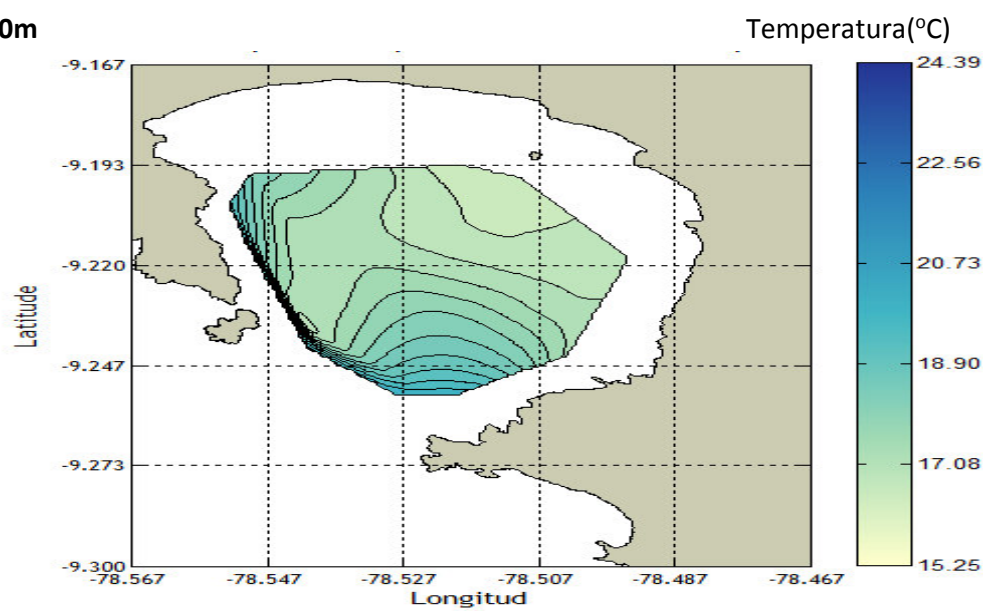
Verano



b) 5m



c) 10m



d) 20m

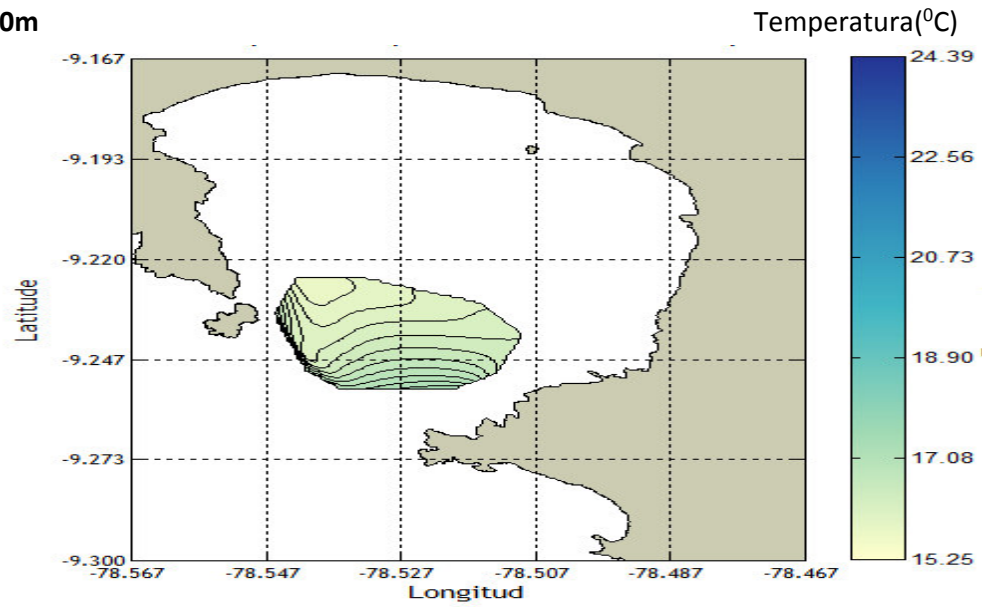
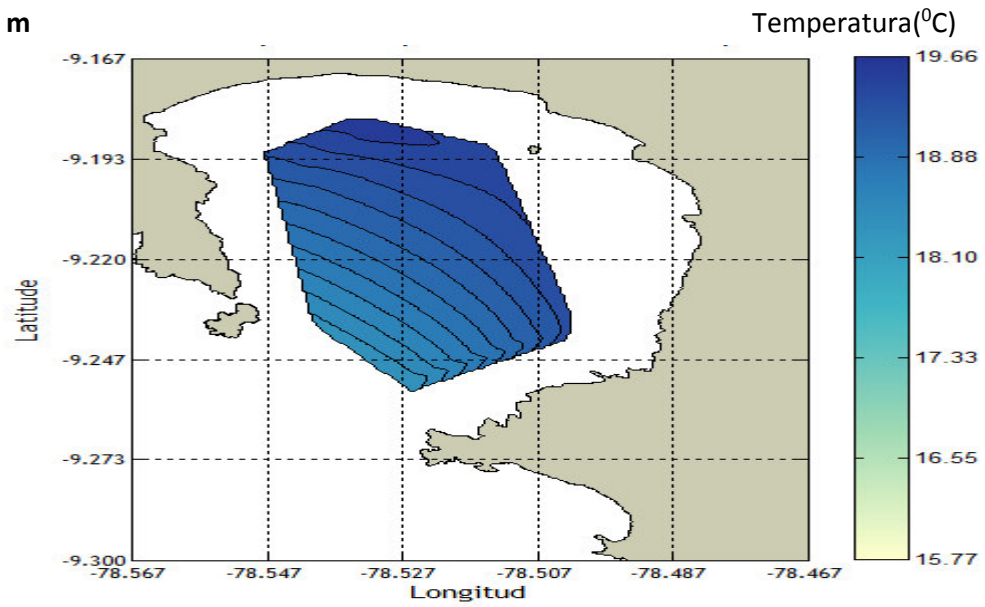


Figura 13.- Distribución espacial de la temperatura por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Verano a las profundidades de a) 0 m, (b) 5m ,c) 10 m y (d) 20 m

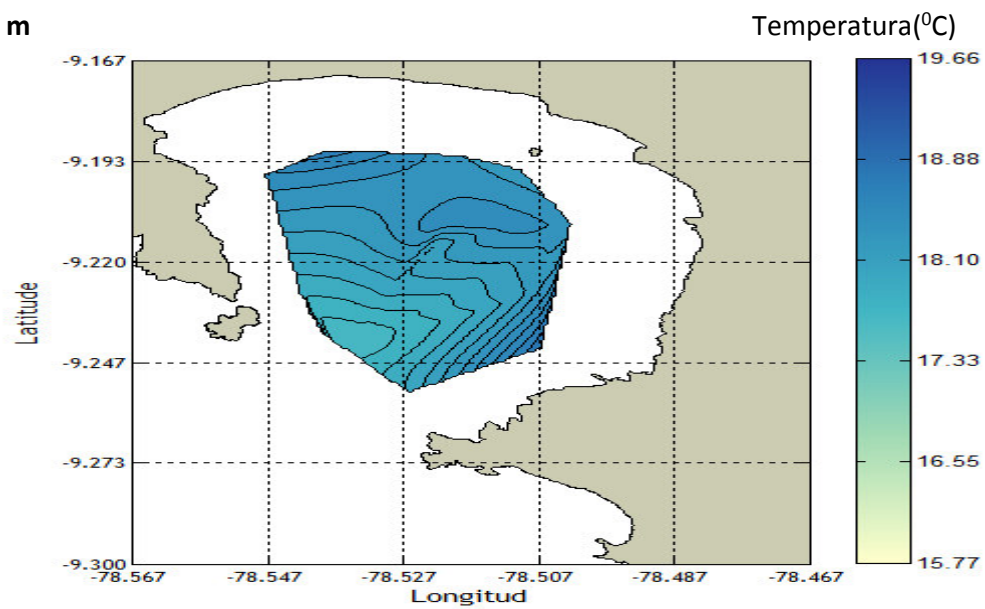
Para la estación de Otoño, en la profundidad de 0 m encontramos homogeneidad en las isotermas, presentando un gradiente de temperatura e la entrada de la bahía, en la profundidad de 5 m notamos un mayor enfriamiento de la temperatura; intensificándose ello en los 10 m y 20 m como se observa en las figuras 14 (c) y 14 (d) respectivamente.

Otoño

a) 0 m

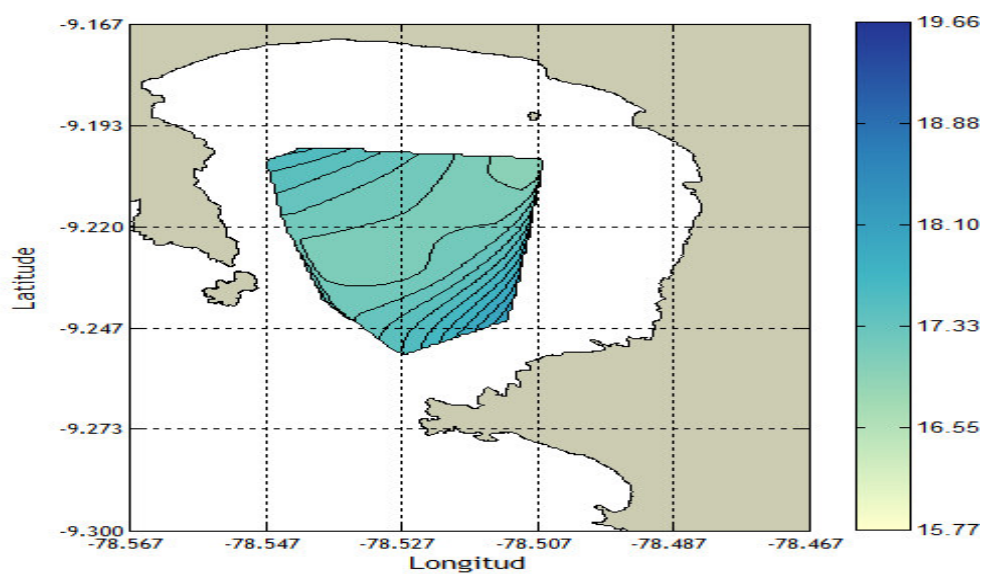


b) 5 m



c) 10 m

Temperatura($^{\circ}$ C)



d) 20 m

Temperatura($^{\circ}$ C)

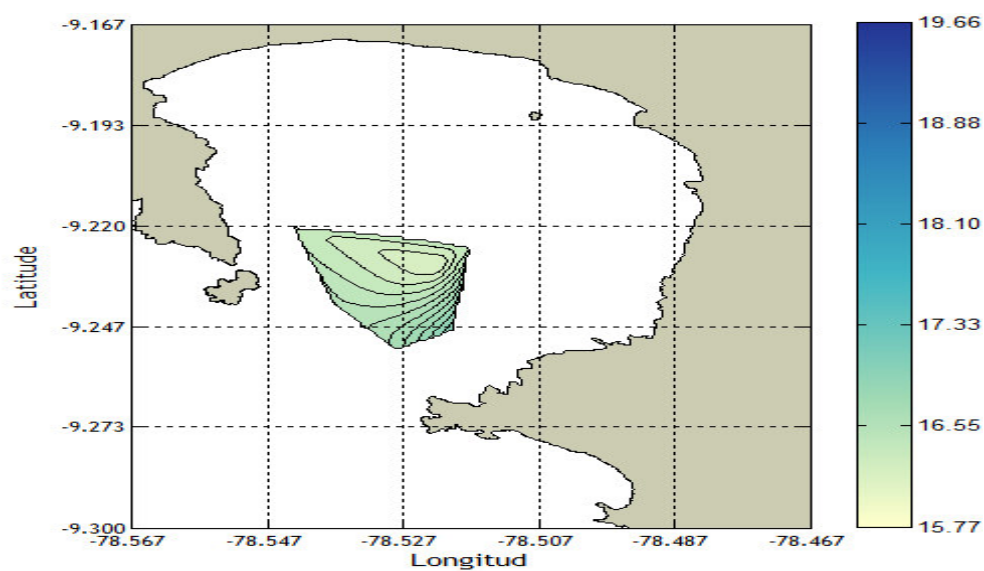
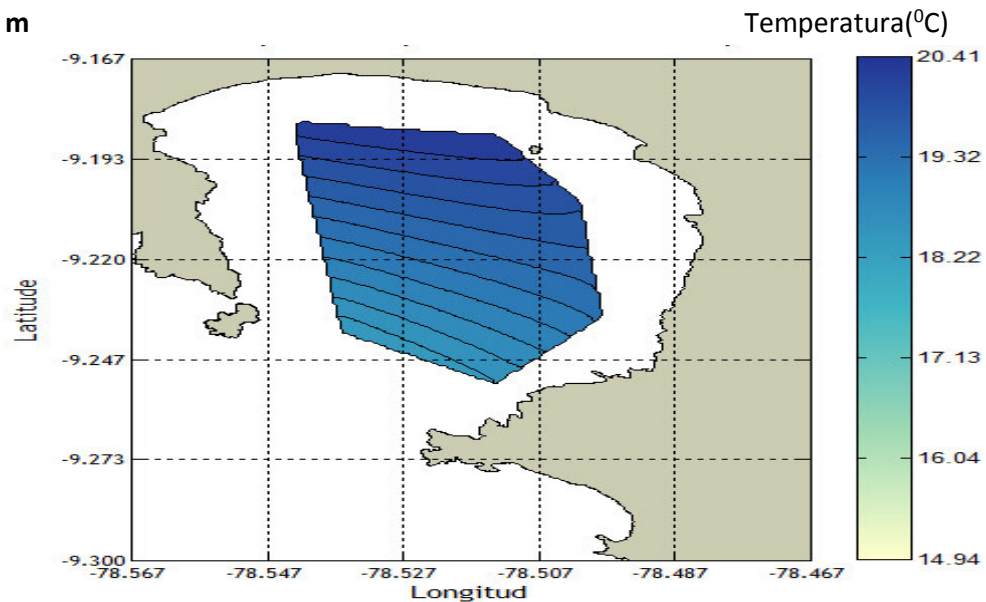


Figura 14.- Distribución espacial de la temperatura por capas en la Bahía de Samanco para la estación de otoño a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10m y d) 20 m

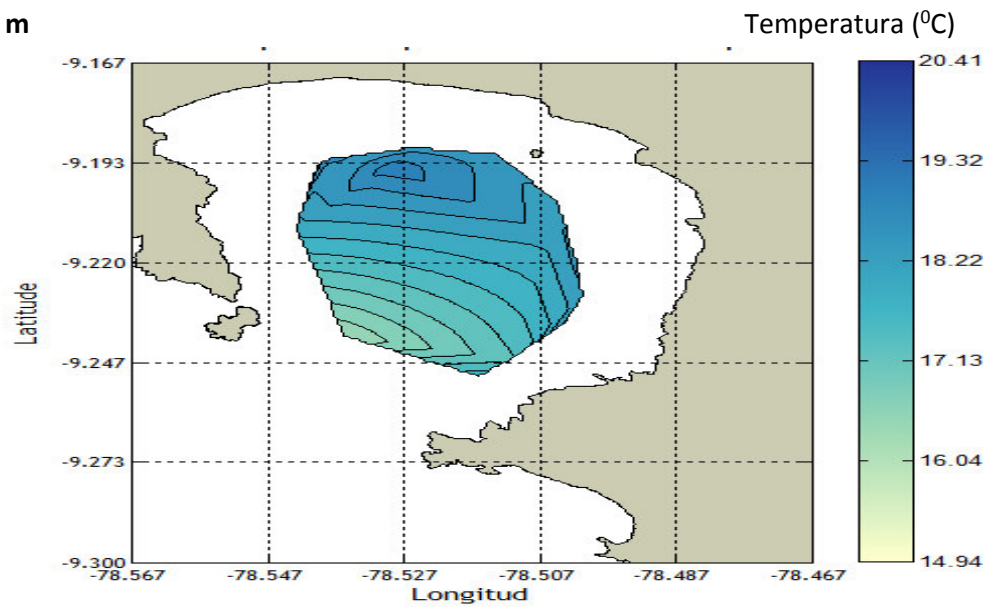
La estación de Primavera se caracterizó por presentar las temperaturas de fondo más frías, notándose una distribución homogénea de las isothermas en el centro de la bahía, alcanzando mínimos de 14.9 °C y en promedio una temperatura de 15.029 °C. En la capa superficial (0m) se determinaron isothermas distribuidas paralelamente en la BS. con temperaturas que llegan hasta los 19°C. En los 5 m de profundidad existe un gradiente térmico en la entrada de la bahía, aumentando desde la boca de la BS y calentándose hasta el borde costero de la BS. Ya en los 10 m observamos temperaturas más frías empezando a adquirir una distribución más homogénea.

Primavera

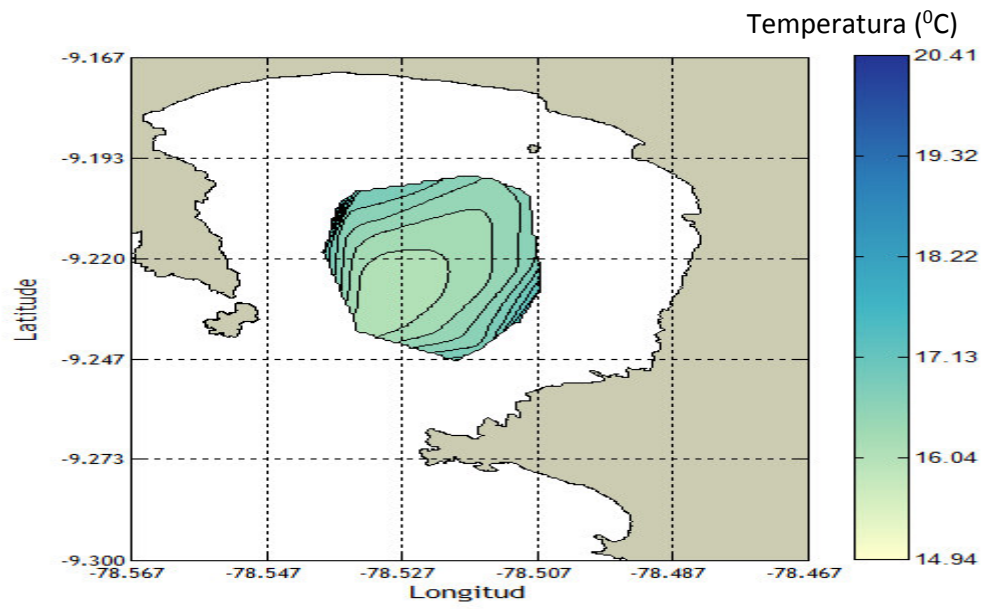
a) 0 m



b) 5 m



c) 10 m



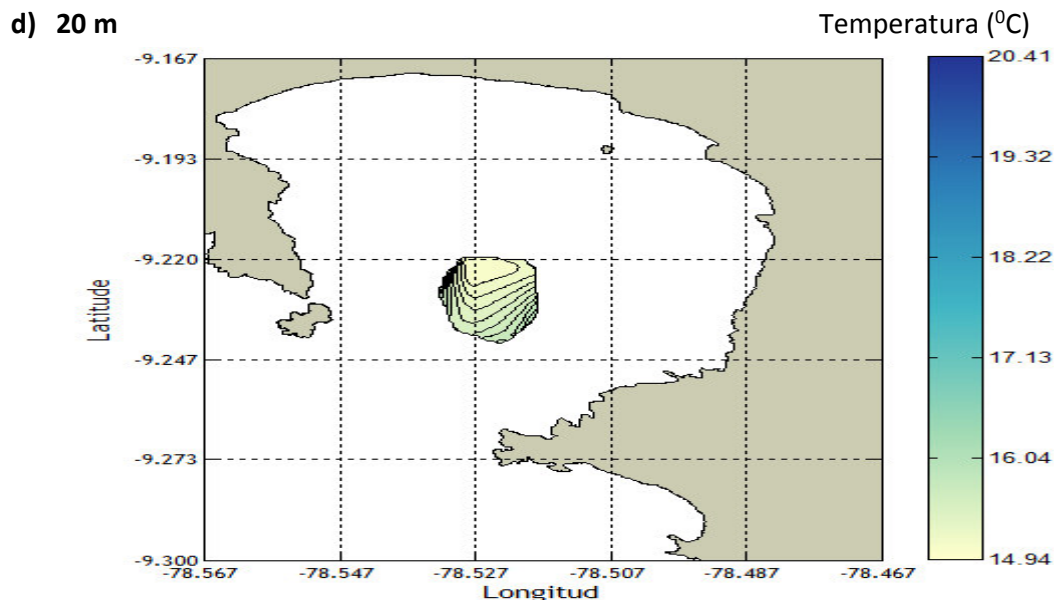
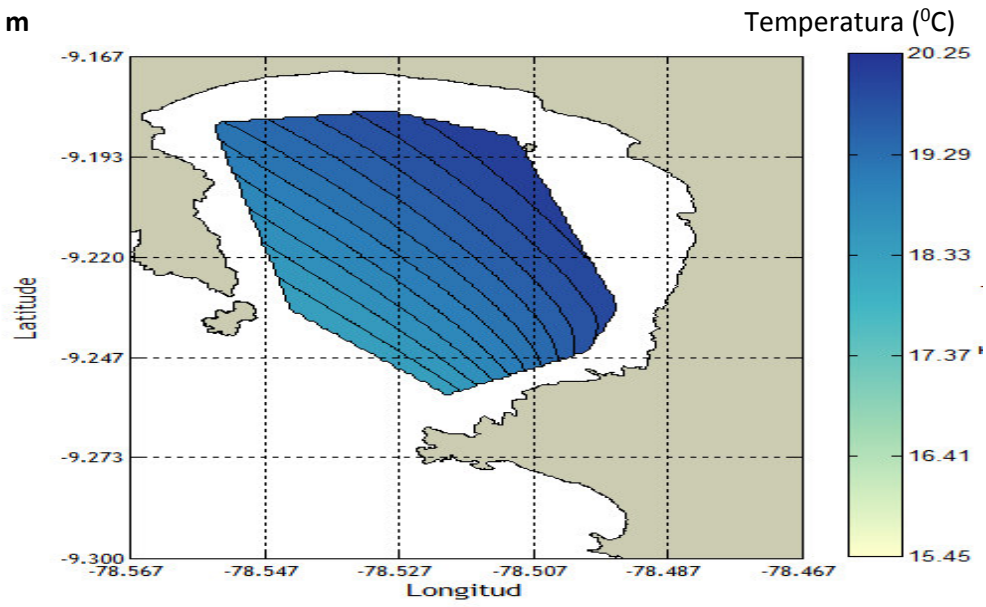


Figura 15.- Distribución espacial de la temperatura por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Primavera a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m c) 10 m y d) 20 m

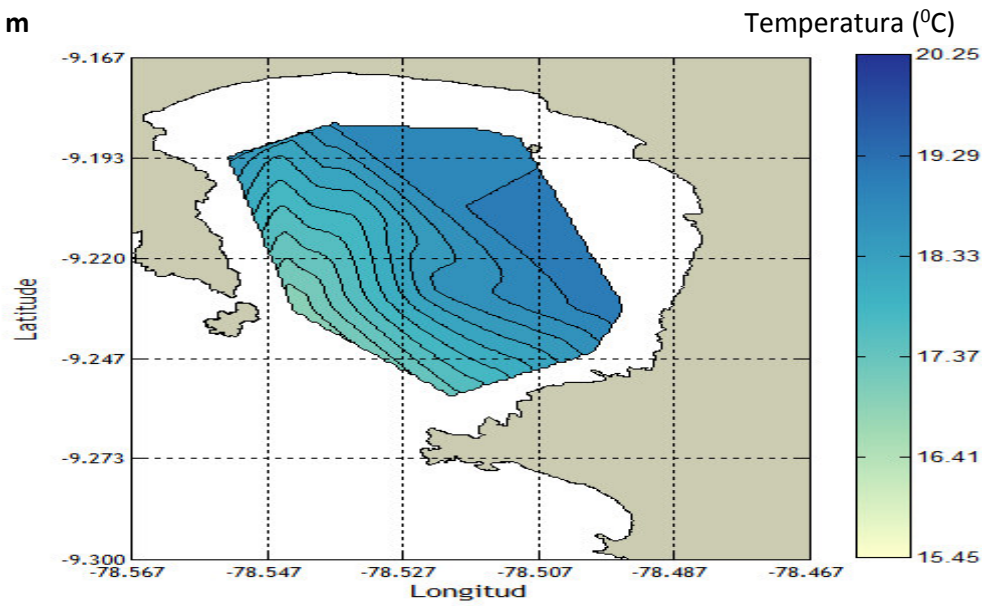
Para la estación de Invierno también se obtuvieron distribuciones horizontales de la temperatura en las diferentes profundidades de: 0 m, 5 m, 10 m y 20 m de profundidad. Para la profundidad de 0 m (superficie) se tiene isotermas paralelas, observándose un gradiente de temperatura en aguas frías, en la entrada de la bahía, teniéndose en promedio una temperatura de 19.5° C. En la figura b, se observa el gradiente isotérmico pronunciado en la entrada de la bahía, registrándose en esta capa mínimos de temperatura de 16.3°C hasta máximos de 18°C frente a la costa (Playa Tancay). En la capa de 10 m notamos temperaturas frías en la parte central de la BS mientras que temperaturas relativamente altas frente a las costas de la BS. En la capa de 20 m, se registran temperaturas muy bajas, alcanzado valores en promedio de 15.5 0 °C

Inverno

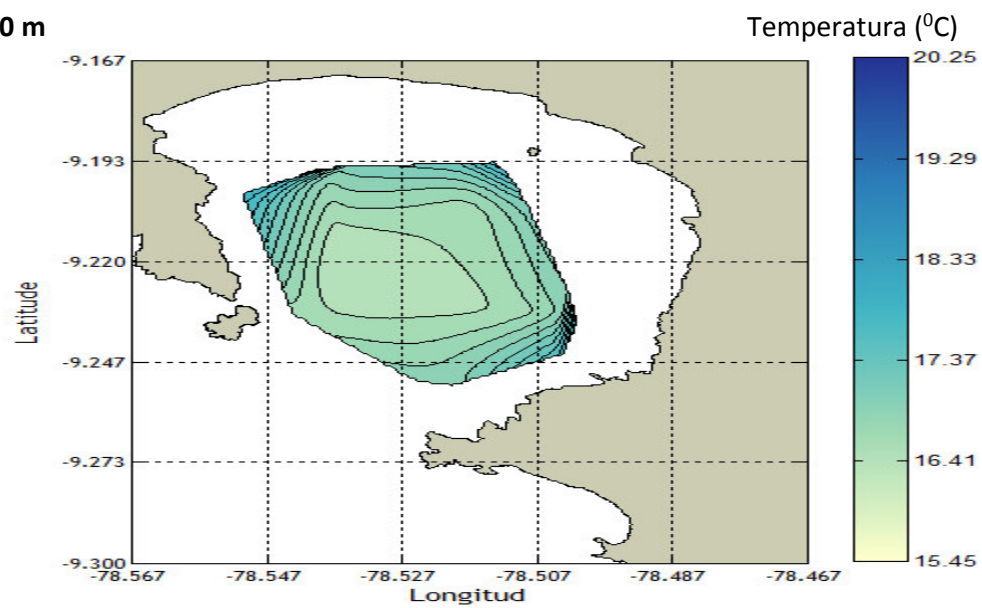
a) 0 m



b) 5 m



c) 10 m



d) 20 m

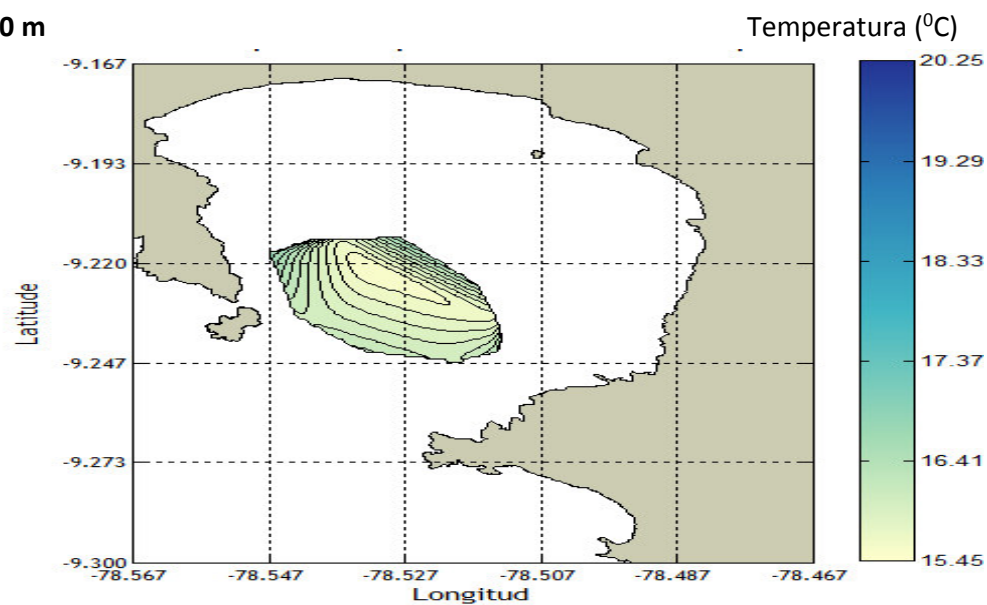


Figura 16.- Distribución espacial de la temperatura por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Invierno a las profundidades de (a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m

4.2.2 DISTRIBUCION ESPACIAL DE LA SALINIDAD

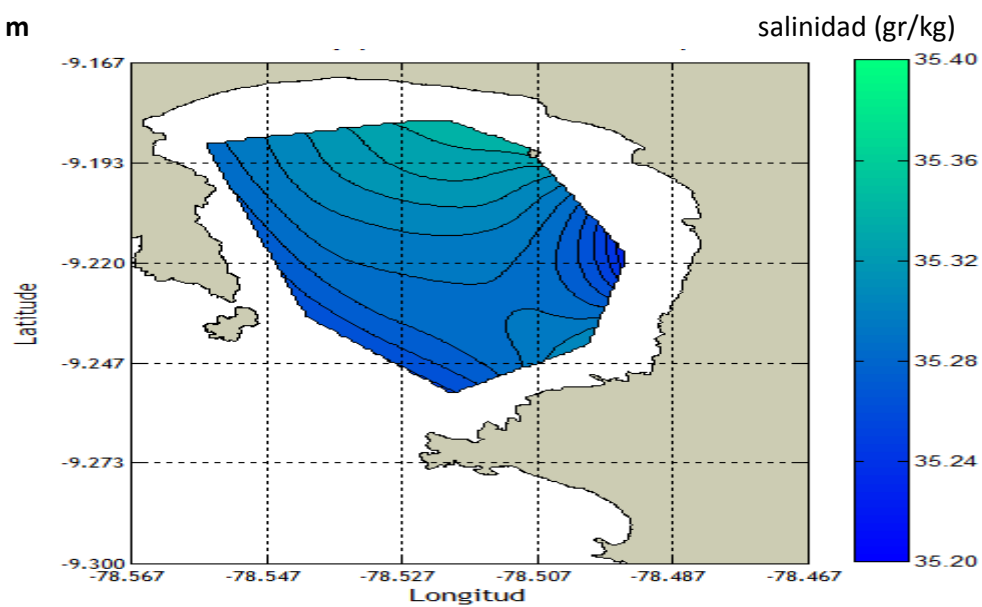
En esta sección analizamos la distribución espacial de la salinidad en toda la bahía. Se determinaron distribuciones horizontales de esta variable para las diferentes profundidades de: 0 m, 5 m, 10 m y 20 m de profundidad. Esta bahía por ser cerrada no permite una rápida depuración de las masas de agua, lo que contribuye a que la circulación sea lenta y aumente la evaporación, en consecuencia permite que se incremente la salinidad, así como la temperatura (Informe LB-Samanco).

En la estación de Verano, en la capa superficial de 0 m observamos un gradiente creciente isohalino frente a la costa esto acompañado de un flujo de corrientes que entran a la zona costera (Fig 9a). Así a esta profundidad podemos encontrar máximos de 35.3 gr/kg y mínimos de 35.2 gr/kg en el valor salino, mientras que para la capa de 5 m en la parte sur-este encontramos un intenso valor salino, asociado a intensos flujos de corrientes en esa zona (Figura 9b). Para la capa de 10 m se registran valores relativamente menores. Finalmente en la capa de los 20 m se registran valores más uniformes en el valor salino alcanzando mínimos de 35.15 gr/kg, obteniéndose como valor promedio 35.21 gr/kg

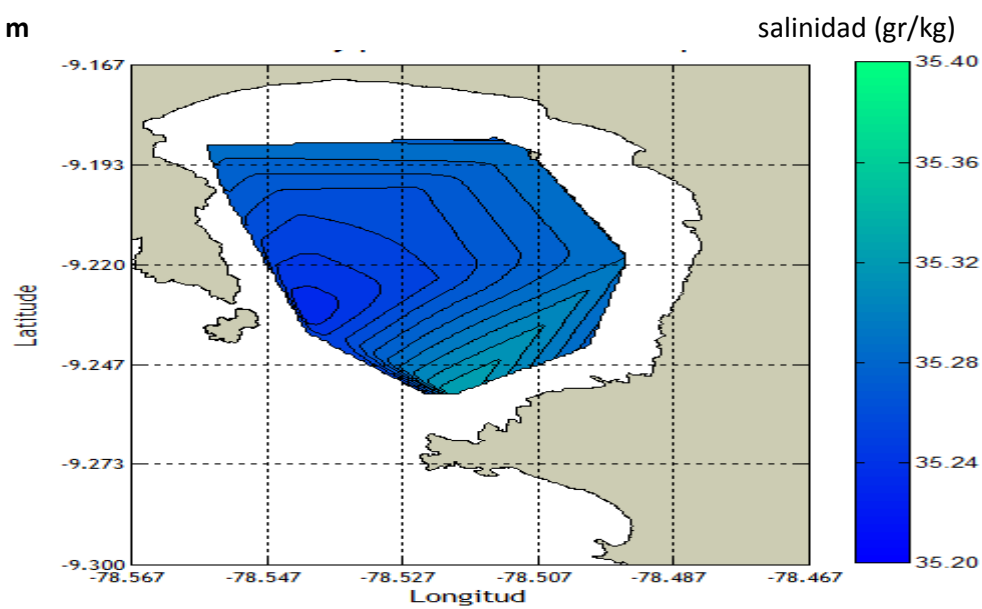
Se determino la desviación estándar de los valores de salinidad para la capa superficial, resultando una magnitud de: 0.0429, siendo este valor mayor que el encontrado en Otoño y menor en Primavera e Invierno. Para la capa de fondo (20m) se encontró un valor medio de salinidad de 35.2152 gr/kg

Verano

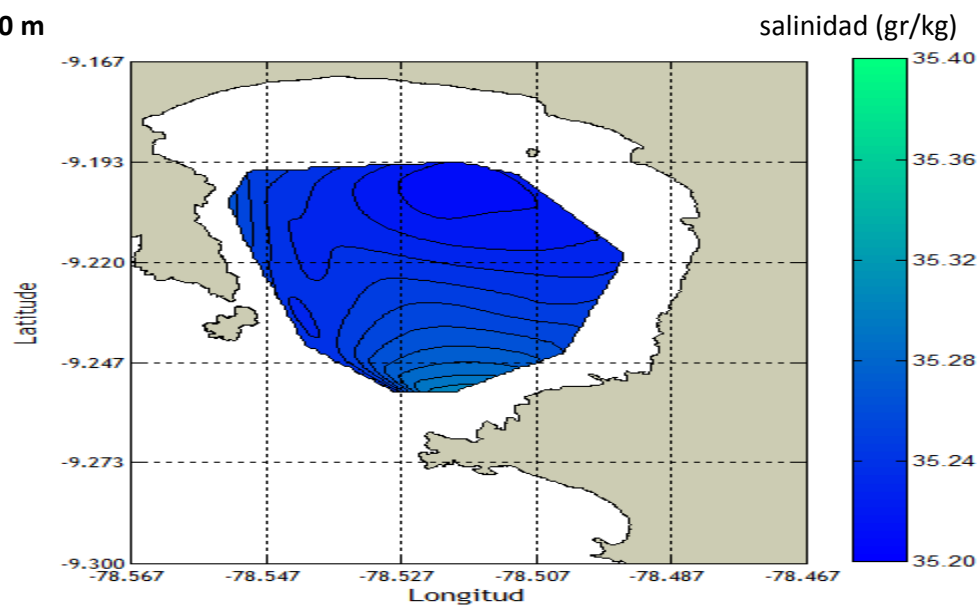
a) 0 m



b) 5 m



c) 10 m



d) 20 m

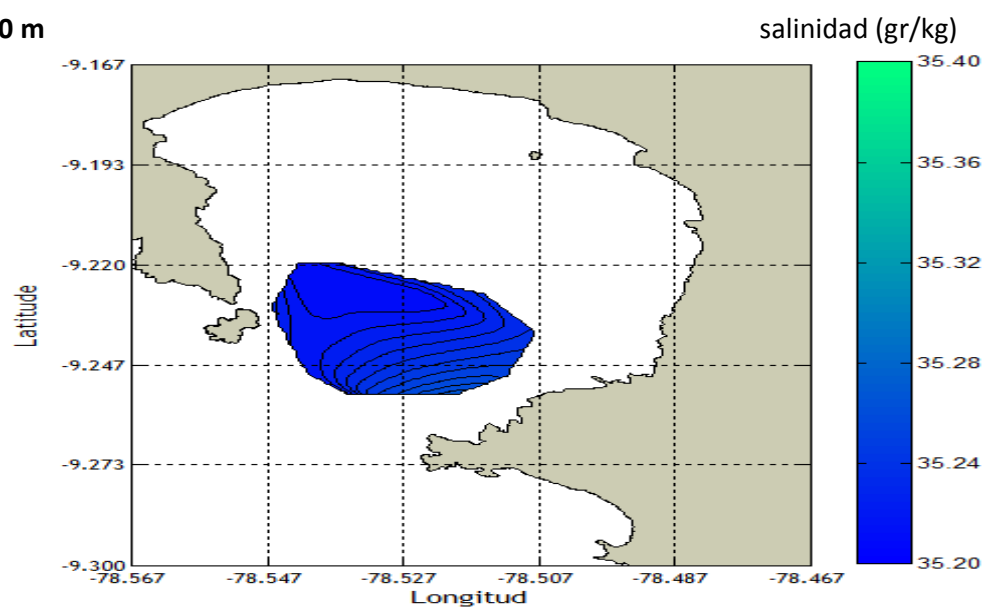
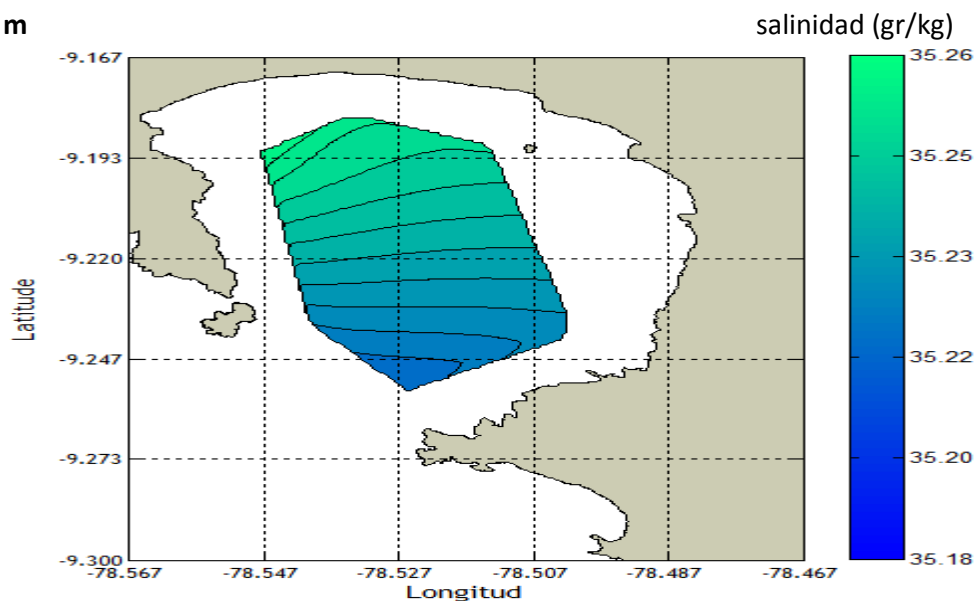


Figura 17.- Distribución espacial de la salinidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Verano a las profundidades de a) 0m ,b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m

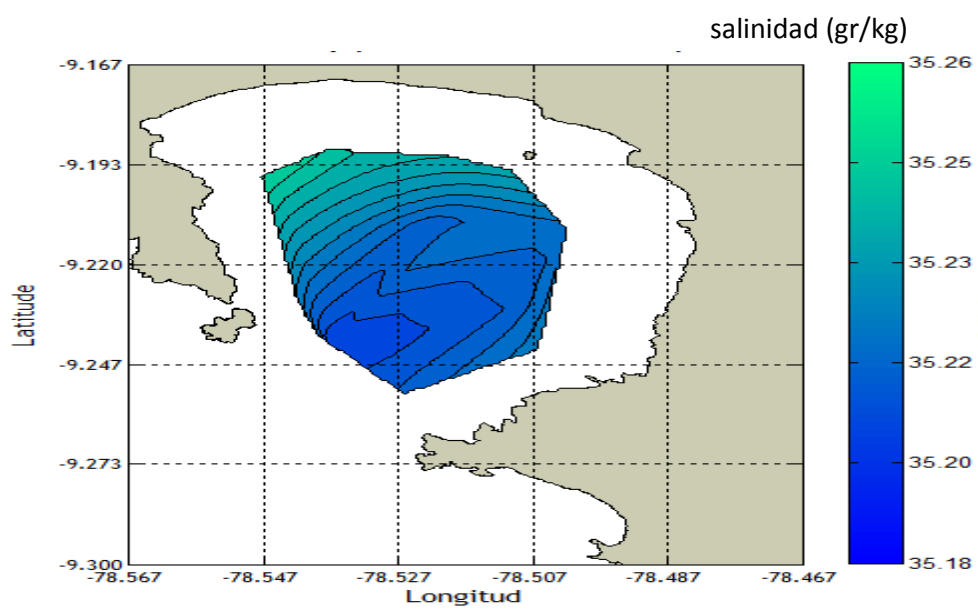
En la estación de Otoño para la capa de 0m observamos una intensa salinidad frente a la costa norte de la bahía, persistiendo este gradiente en la capa de 5m; mientras que en la capa de 10m empieza a homogeneizarse la salinidad en la BS, siendo así más uniforme para la capa de 20m, alcanzando mínimos de 35.17gr/kg. La distribución de la salinidad a nivel superficial (0m) tuvo como promedio de 35.2499 gr/kg. , teniendo una mínima diferencia en la variabilidad respecto a la media. Para la capa de fondo (20m) se obtuvo un valor medio en la salinidad de: 35.1860 gr/kg., siendo uno de los valores de salinidad más bajos con respecto a las demás estaciones.

Otoño

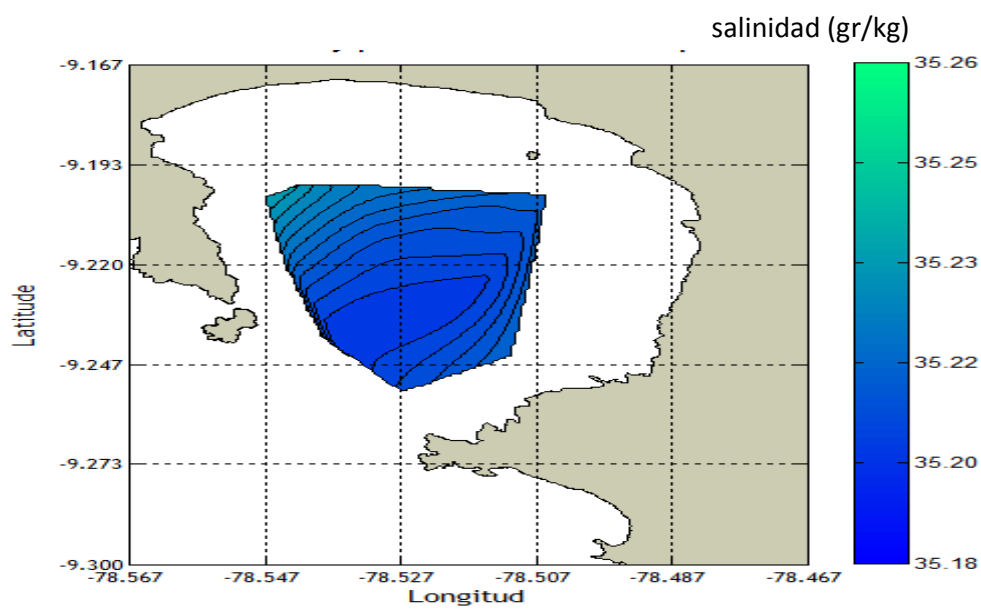
a) 0 m



b) 5 m



c) 10 m



d) 20 m

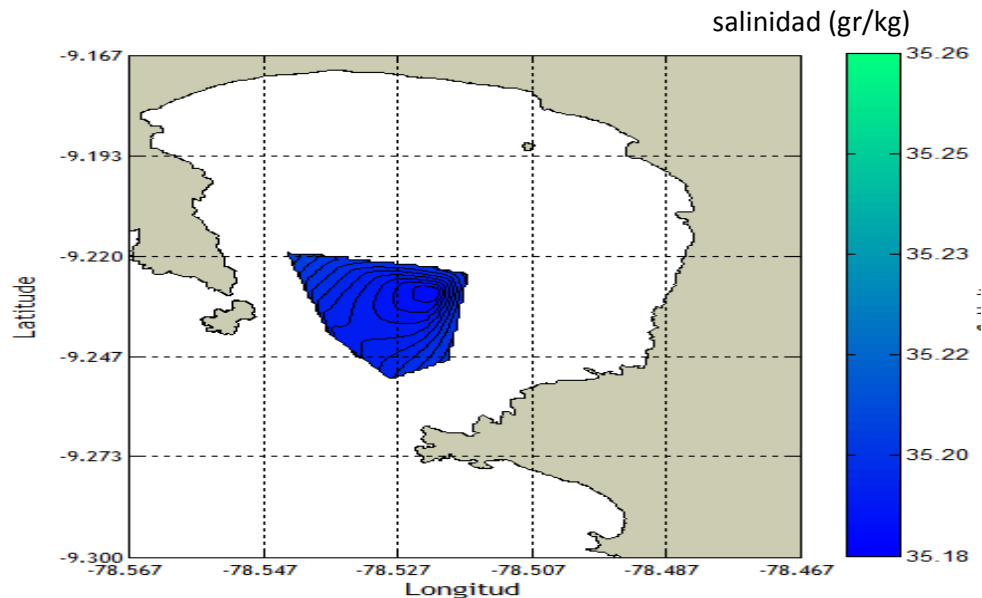


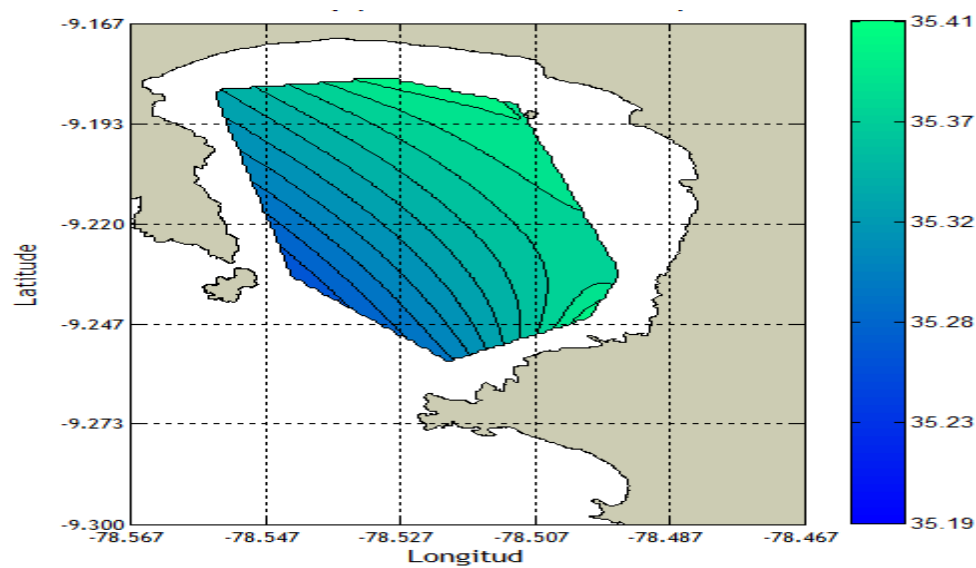
Figura 18 .- Distribución espacial de la salinidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Otoño a las profundidades de a) 0m , b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m

En la estación de Invierno para la capa de 0 m observamos una mayor concentración de salinidad cerca a la costa, esto debido a la circulación observada (fig. 11a) mientras que en los 5 m notamos un descenso en la salinidad cerca a los bordes costeros finalmente ya en la capa de los 10 m y 20 m, se evidencia una baja concentración en la salinidad uniformizándose en toda la capa. Para la capa superficial se observa un valor medio en la salinidad de 35.3580 gr/kg mientras que en la capa de fondo se observa un valor de 35.2385 gr/kg

Invierno

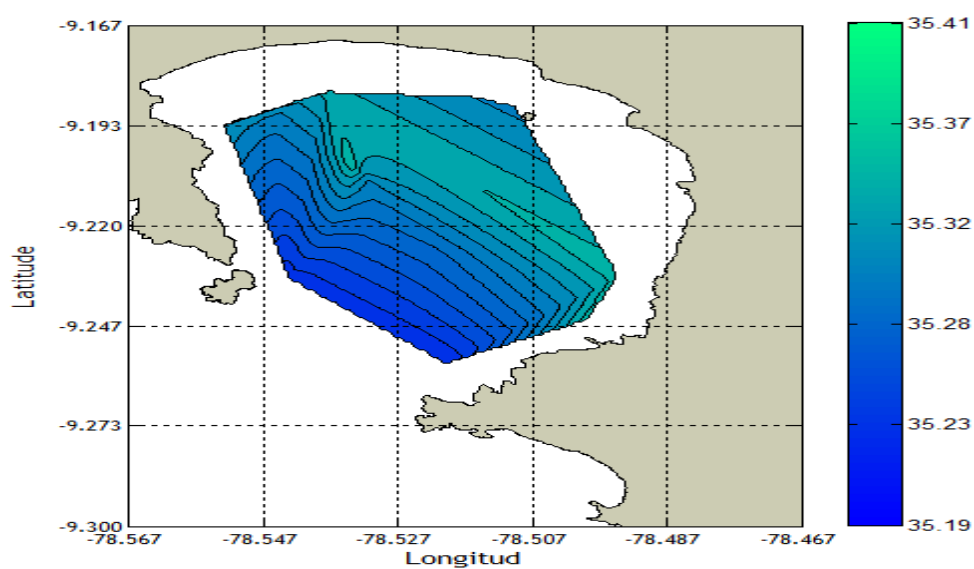
a) 0 m

salinidad (gr/kg)



b) 5m

salinidad (gr/kg)



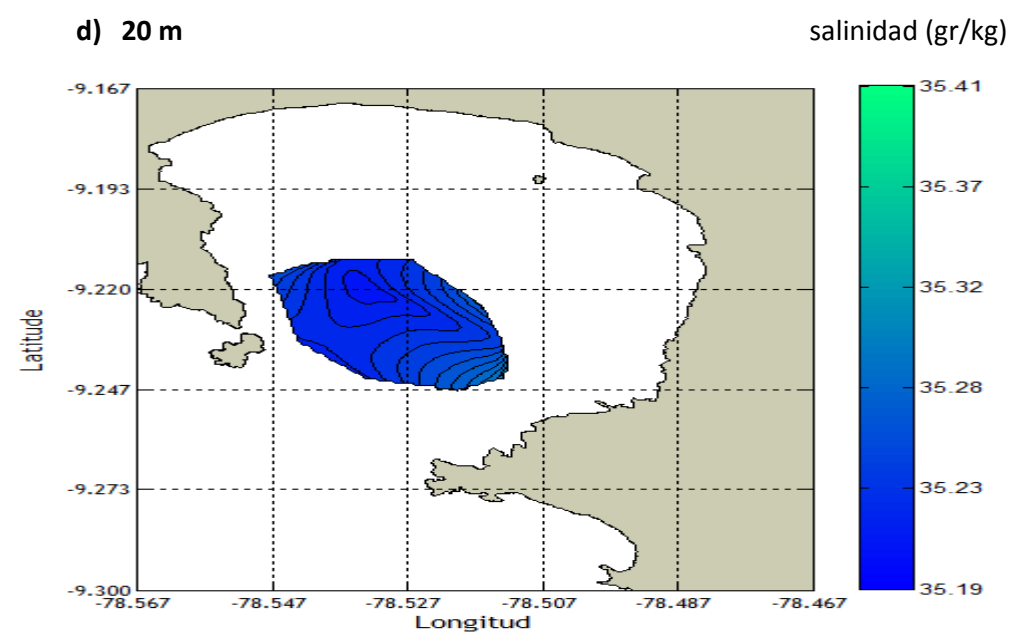
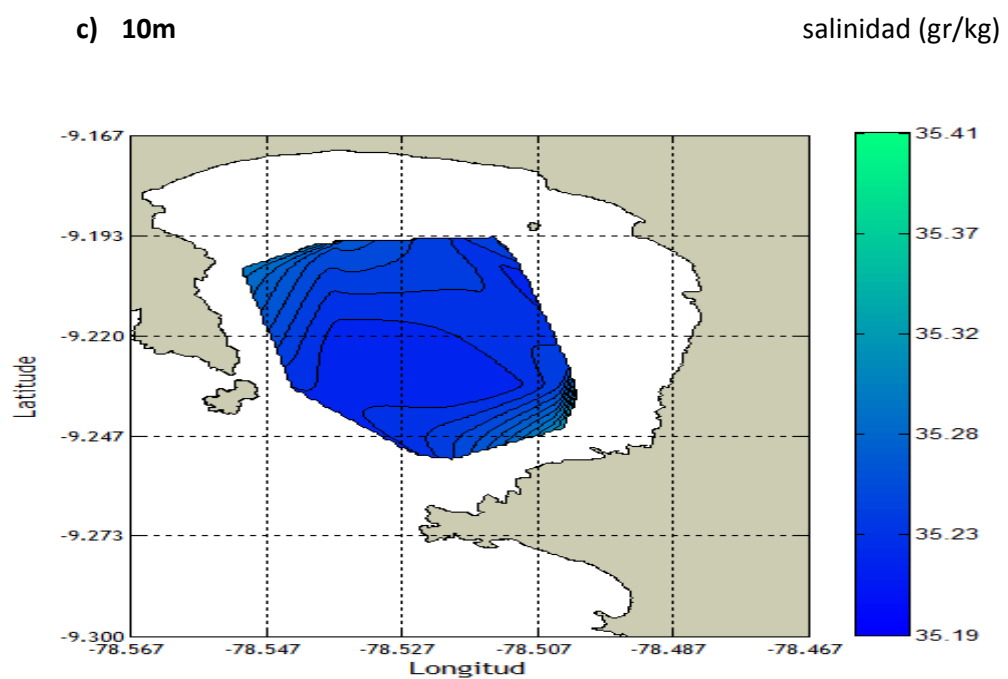


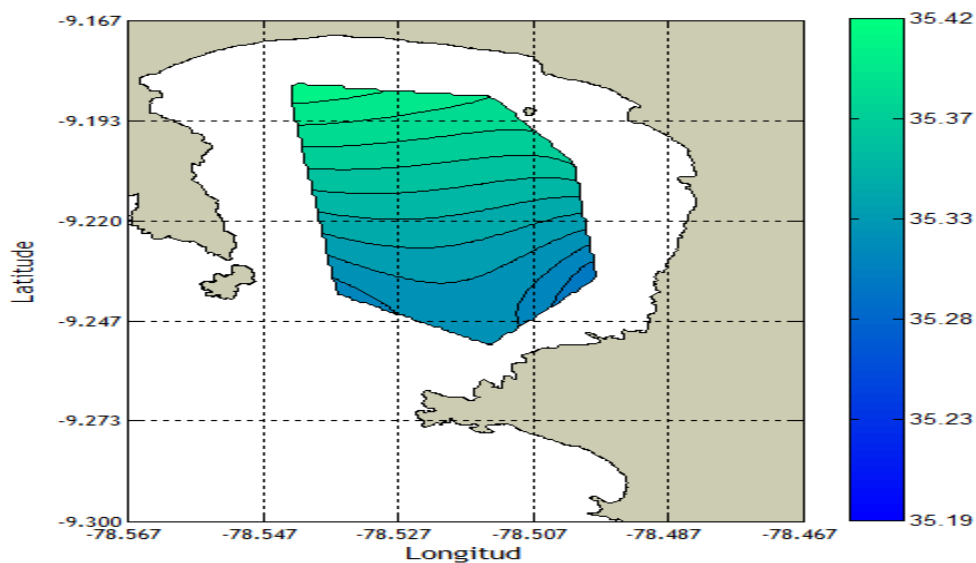
Figura 19.- Distribución espacial de la salinidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Invierno a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10m y d) 20m

En la estación de Primavera, se visualiza (Figura 20) que en la superficie hay una salinidad pronunciada, esto debido que en esta época al ir intensificándose la radiación solar, existe una mayor evaporación y por ende mayor salinidad. Ya en los 5 m a mas, la salinidad va disminuyendo (esto en relación a la profundidad). En la capa superficial se determina un valor medio de 35.3621 gr/kg. siendo un valor mayor con respecto a las demás estaciones notándose una variabilidad respecto al valor medio de 0.0430. Para la capa de fondo (20 m) se observa valores en la salinidad de 35.2132 gr/kg.

Primavera

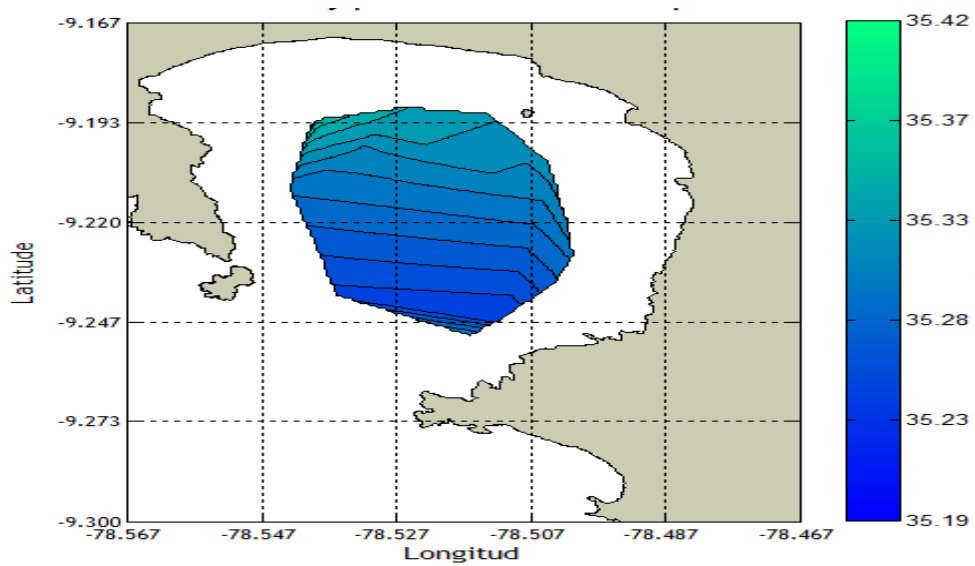
a) 0 m

salinidad (gr/kg)



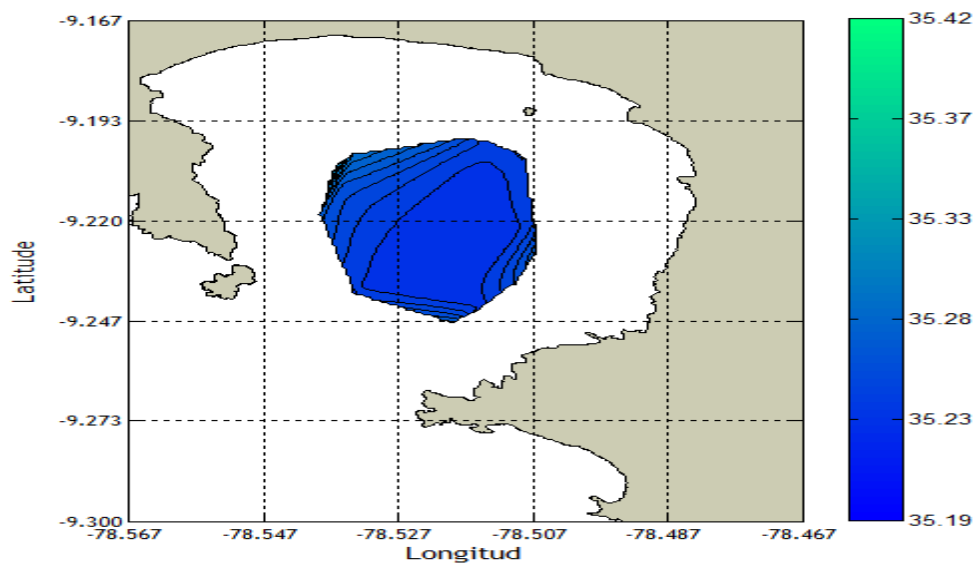
b) 5 m

salinidad (gr/kg)



c) 10 m

salinidad (gr/kg)



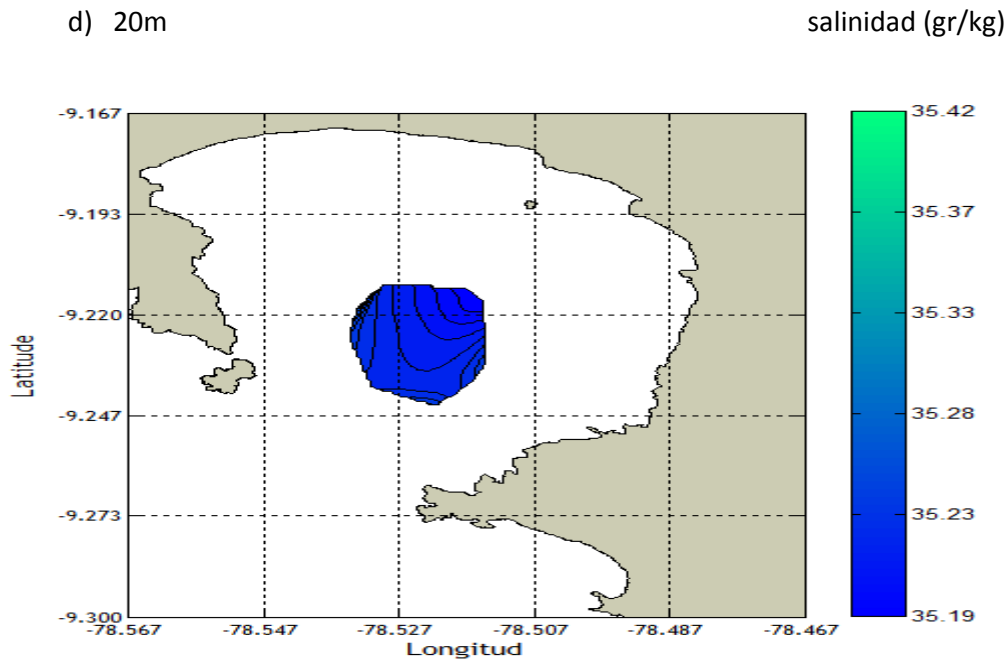


Figura 20. .- Distribución espacial de la salinidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Primavera a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m

4.2.3 Distribución espacial de la densidad

La densidad está relacionada con las variables de salinidad y temperatura.

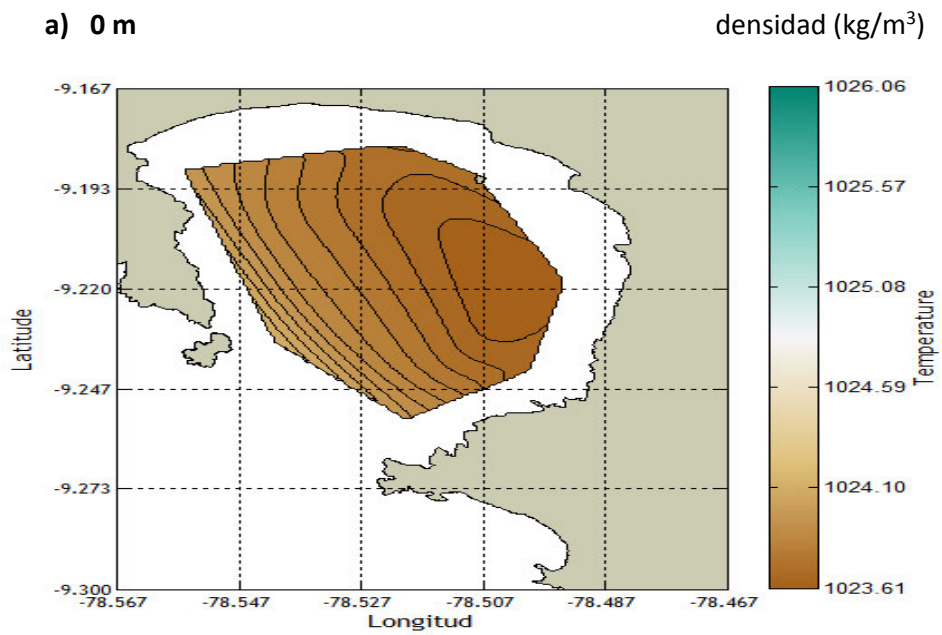
En las distribuciones de densidad para la estación de Verano, observamos la distribución de la densidad a nivel de 0 m (superficial), registrándose zonas de mínima densidad generalmente frente a la costa nor-este, obteniéndose en promedio una densidad superficial media de 1023.8 kg/m^3 .

En la capa de 5 m se registró un gradiente en la parte central de la B.S., observándose una baja intensidad de densidad frente a las costas, obteniéndose en promedio un valor de densidad de: 1025.0 kg/m^3 ; en la capa de 10 m se observa un gradiente halino frente a la cota sur-este, encontrándose un valor medio de 1025.7 kg/m^3 , hallándose además un bajo valor de estos datos referente al valor medio de esta variable. Finalmente en la capa de 20 m se observa una muy alta concentración

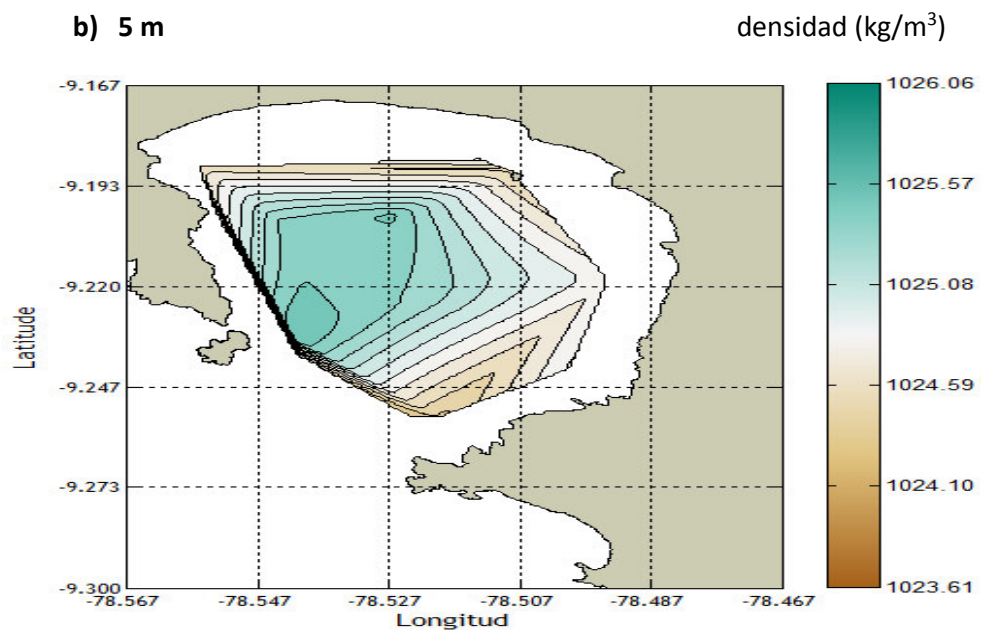
de la densidad distribuyéndose en la B.S. alcanzando un valor medio de 1025.9 kg/m^3 .

Verano

a) 0 m

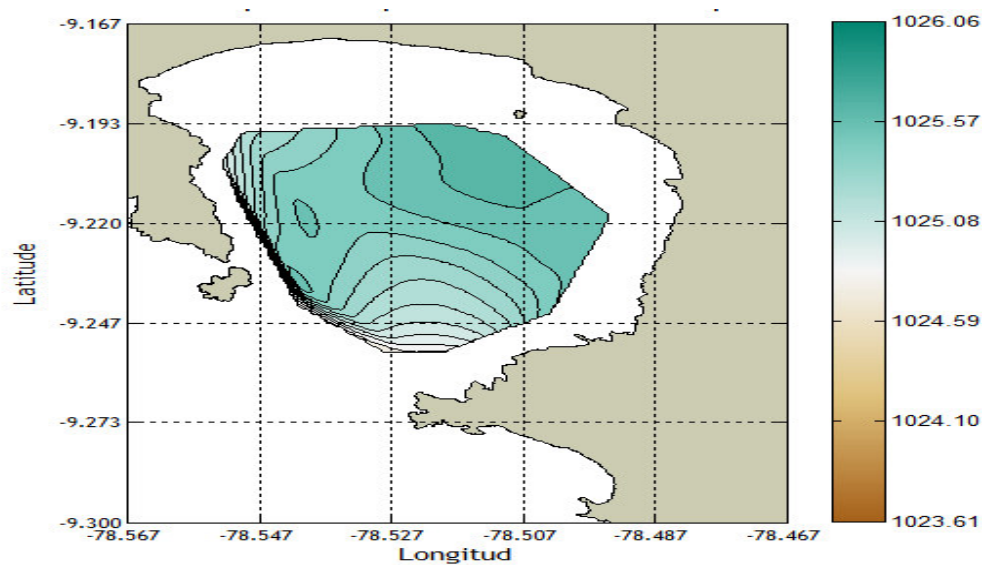


b) 5 m



c) 10 m

densidad (kg/m^3)



d) 20 m

densidad (kg/m^3)

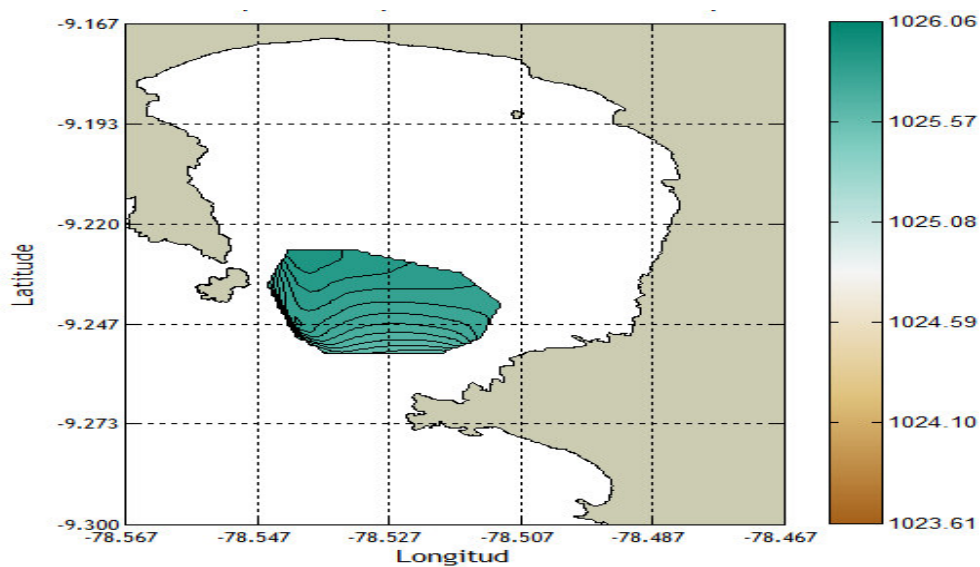
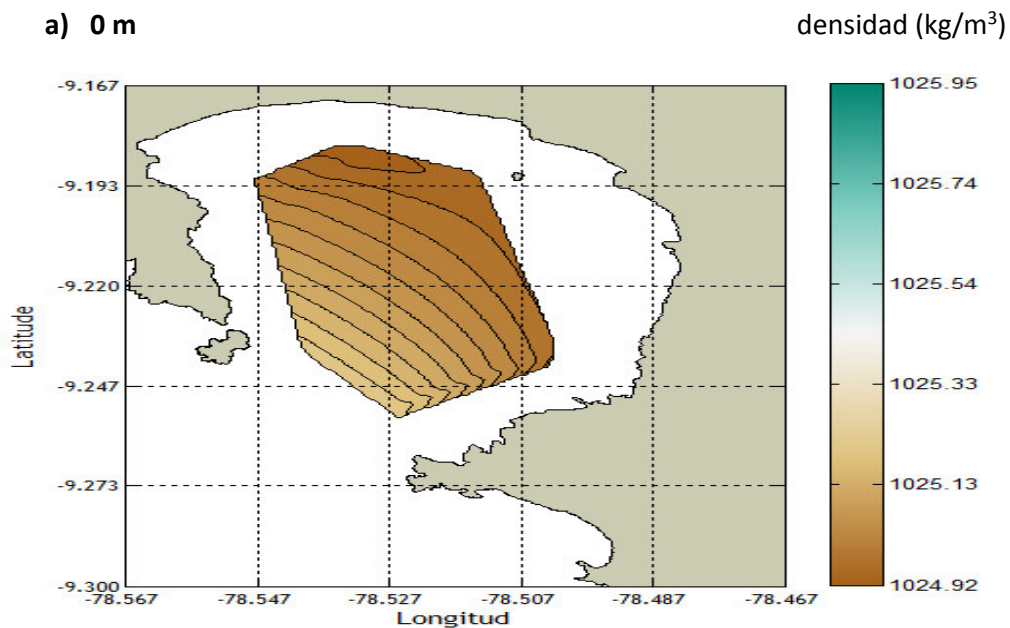


Figura 21.- Distribución espacial de la densidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Verano a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m

En la estación de Otoño para la capa superficial (0 m) se registro una distribución de la densidad en menor concentración frente a la playa Lancon, hallándose un valor medio superficial de 1025.0 kg/m³. En los 5 metros ya se evidencia una distribución irregular, encontrándose un valor medio de 1025.3 kg/m³. En los 10 metros se nota una mayor concentración en la densidad en la zona central de la B.S, hallándose un valor medio de 1025.7 kg/m³, encontrándose además una menor dispersión de esta variable respecto a la media. Ya en los 20 m encontramos una mayor uniformidad de la variable y con un valor promedio de 1025.9 kg/m³.

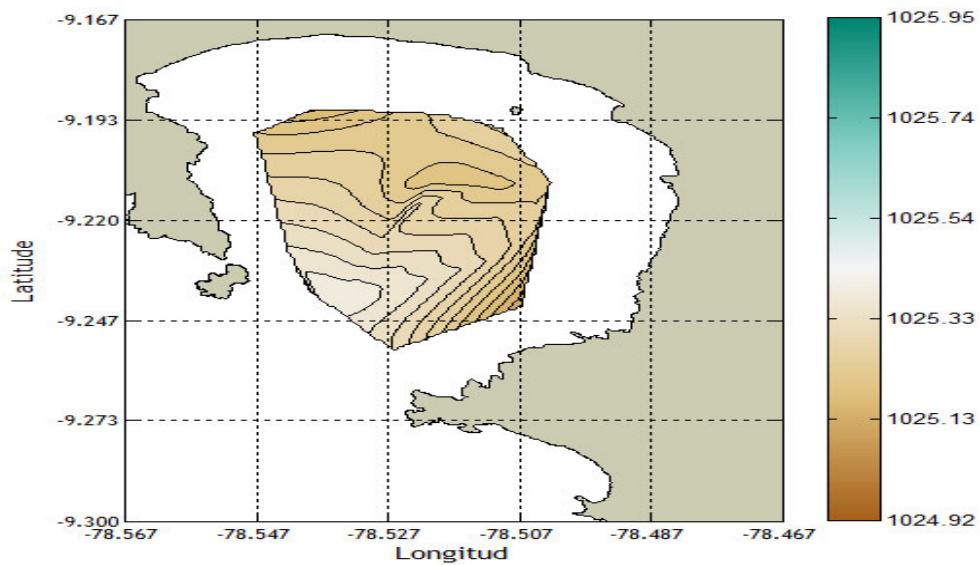
Otoño

a) 0 m



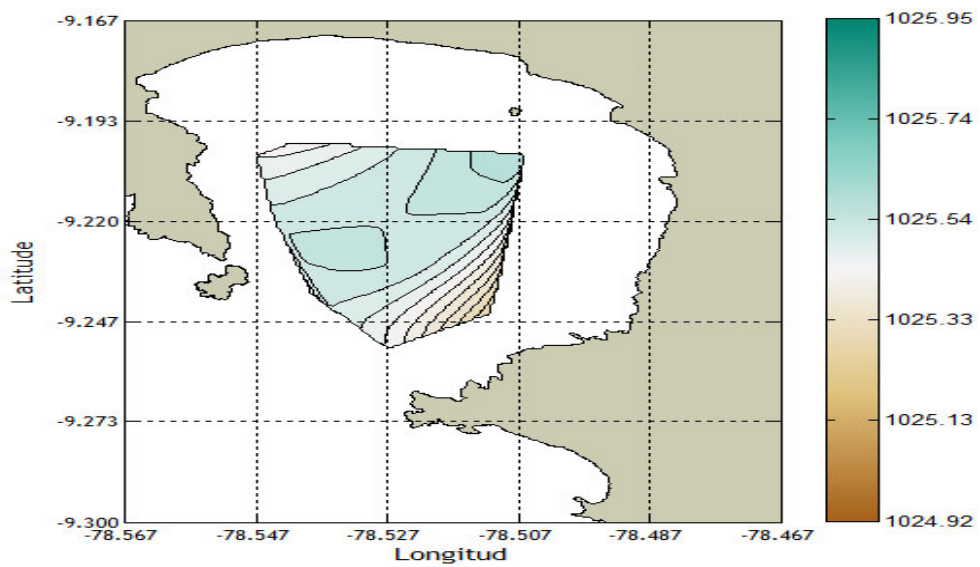
b) 5 m

densidad (kg/m³)



c) 10 m

densidad (kg/m³)



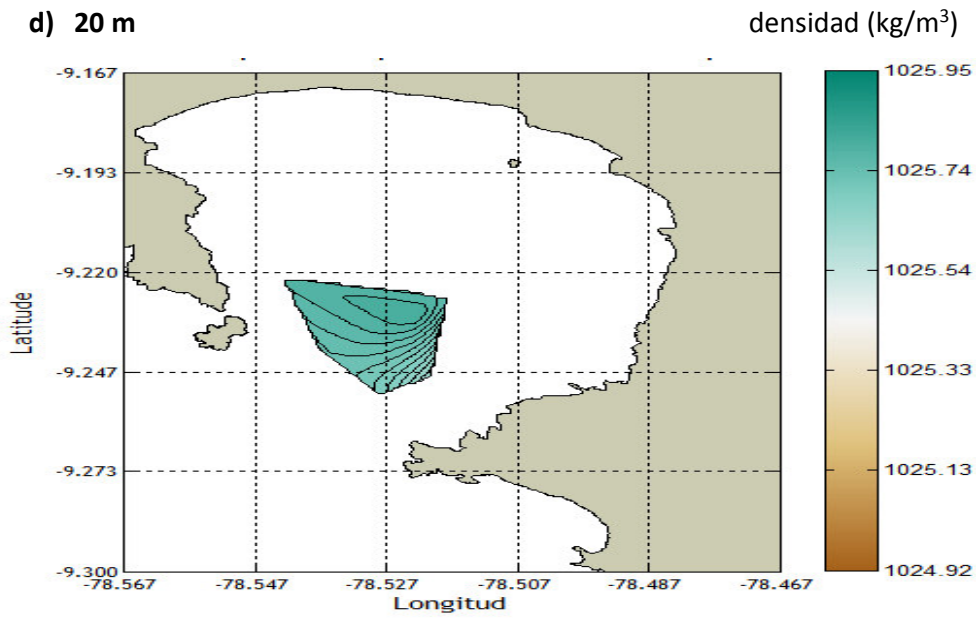


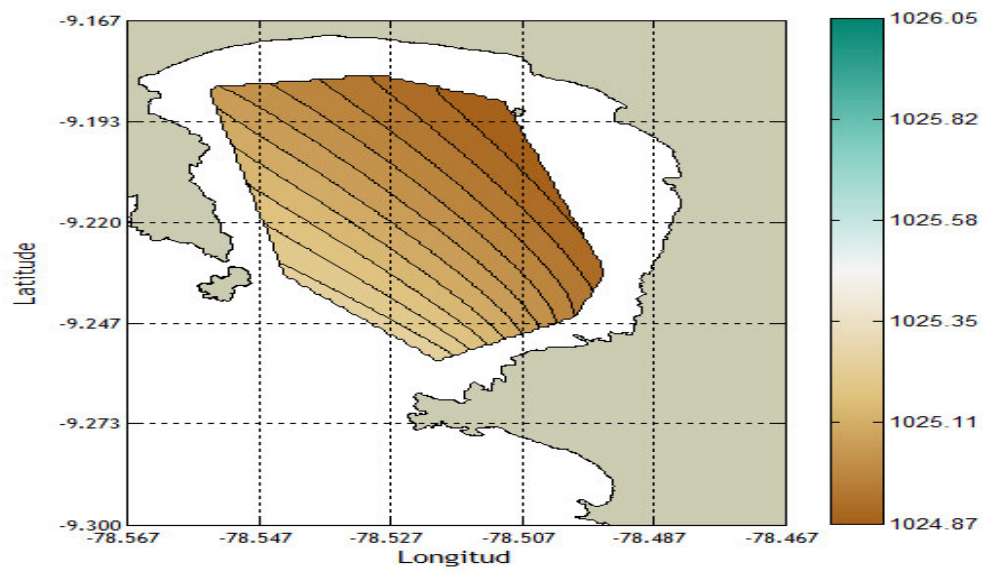
Figura 22.- Distribución espacial de la densidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Otoño a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m, c) 10 m y d) 20 m

En la estación de Invierno vemos que para los 0 m (nivel superficial) encontramos un paralelismo de las isolineas de densidad en la B.S. con una baja intensidad en la entrada de la BS, hallándose en promedio un valor de 1025.0 kg/m^3 mientras que en los 5 m presenta núcleos en la parte central de la BS, registrándose intensos valores frente a la costa de la bahía, además de determinar un valor medio de densidad de 1025.3 kg/m^3 . En los 10 metros se va observando una mayor concentración en la densidad, acentuándose más en los 20 m. En la capa de 20 m encontramos un valor medio de densidad de: 1026.0 kg/m^3 , hallándose además un valor bajo de densidad con respecto a la media.

Invierno

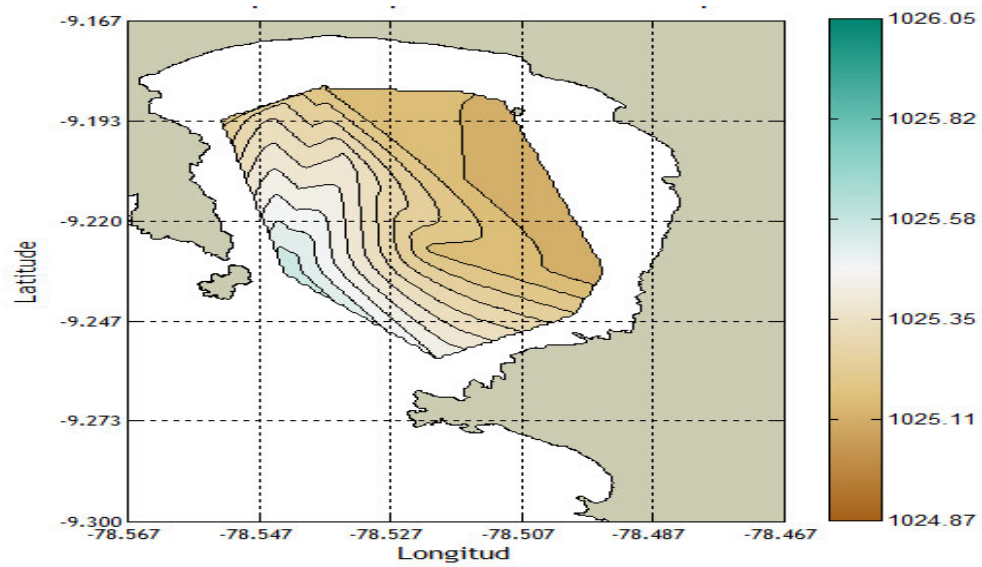
a) 0 m

densidad (kg/m^3)



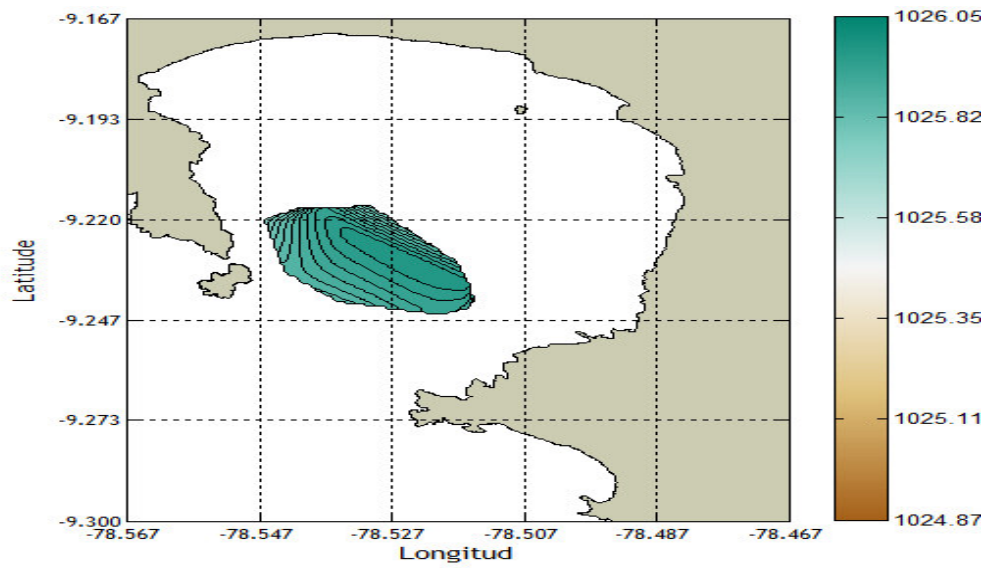
b) 5 m

densidad (kg/m^3)



c) 10 m

densidad (kg/m^3)



d) 20 m

densidad (kg/m^3)

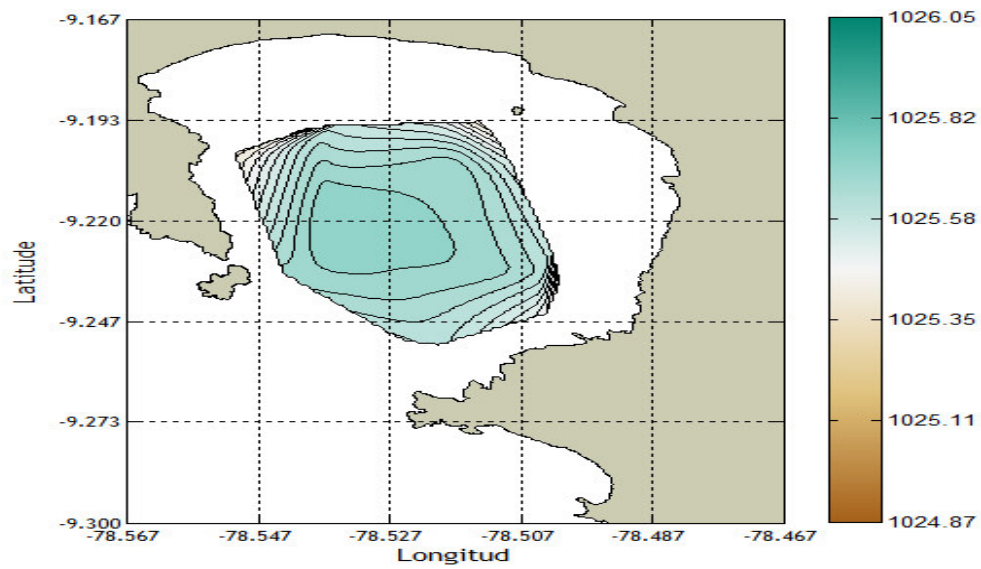
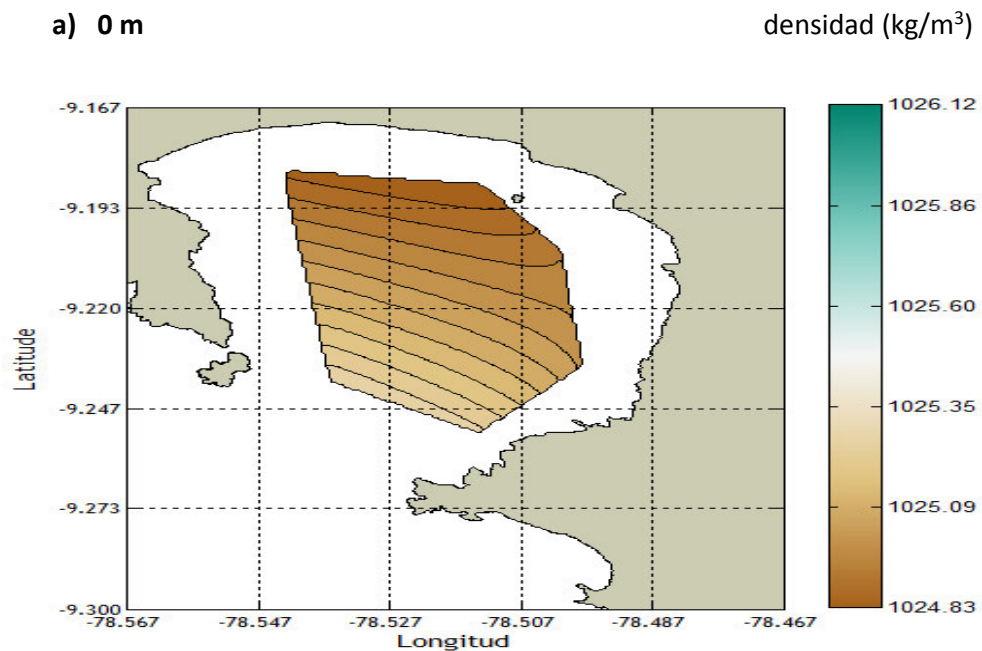


Figura 23.- Distribución espacial de la densidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Invierno a las profundidades de: a) 0m, b) 5m, c) 10 m y d) 20 m

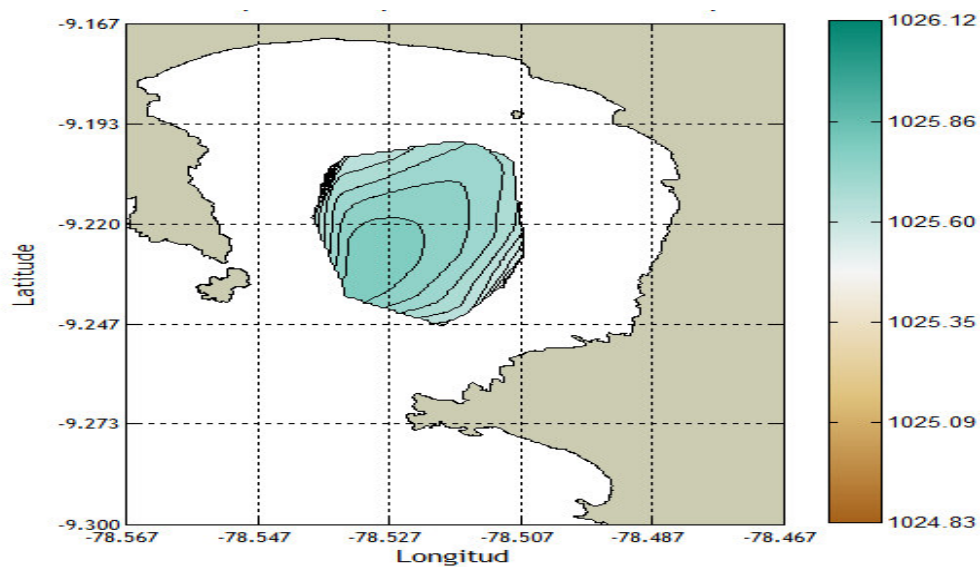
En la estación de Primavera se determino que para la capa superficial de 0 metros hay una distribución paralela de las isolineas, registrándose valores intensos de densidad frente a las costas; en promedio valores de 1025.0 kg/m^3 de densidad mientras que en la capa de 5 m vemos una mayor concentración de densidad en el centro de la bahía, alcanzando un valor máximo de 1026.86 kg/m^3 . En los 10 m se evidencia una cierta uniformidad en la distribución de la densidad, alcanzando un valor medio de 1025.9 kg/m^3 , mientras que en los 20 m según la región de muestra (figura 24d) se aprecia una mayor uniformidad en la distribución de la densidad, alcanzándose un valor medio de 1026.1 kg/m^3 .

Primavera



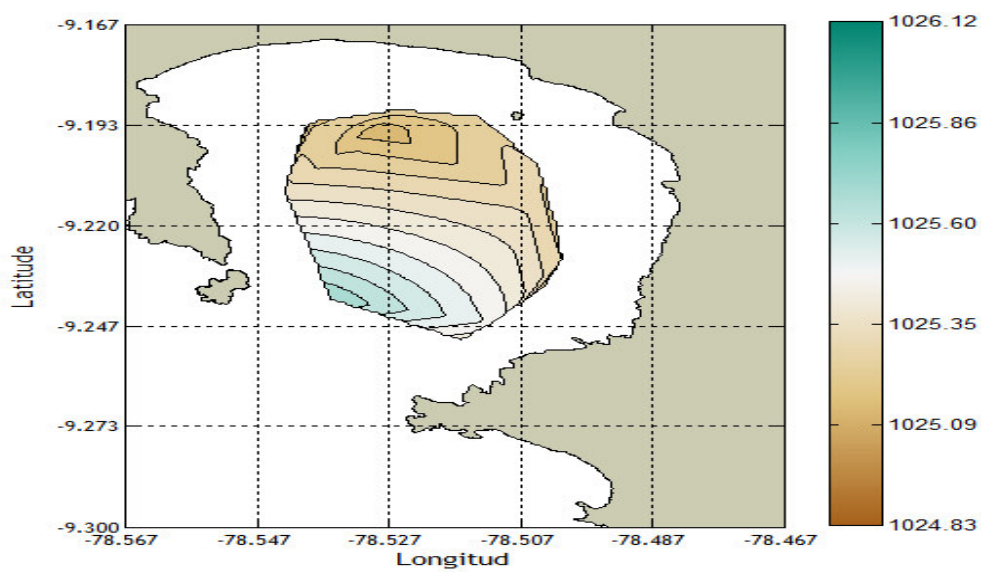
b) 5 m

densidad (kg/m^3)



c) 10 m

densidad (kg/m^3)



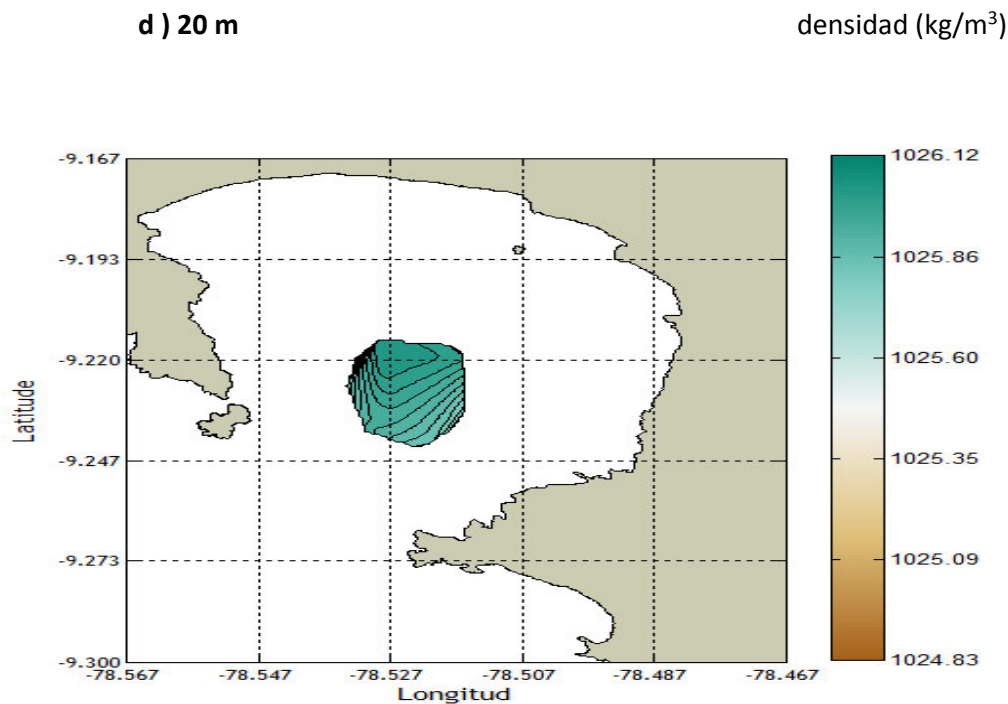


Figura 24.- Distribución espacial de la densidad por capas en la Bahía de Samanco para la estación de Primavera a las profundidades de a) 0 m, b) 5 m c) 10 m y d) 20 m

4.3 Perfiles verticales

Se presentan los promedios verticales de las variables físicas, de Salinidad (ups), Temperatura (°C), y Densidad (kg/m³). (Figuras 25, 26, 27 y 28).

Durante la estación de verano se presentó la condición cálida mientras que en otoño, invierno, y primavera condiciones frías respecto a los valores medios. El perfil de densidad promedio desde los 10 hasta los 20 m de profundidad, mostró homogeneidad en la vertical con valor de densidad ~1026 kg/m³, y estuvo asociado a la presencia de aguas frías condiciones características encontradas en la estación de verano y primavera. (Figura 25 y 28 derecha). La densidad evidenció la presencia de gradientes verticales en otoño e invierno del orden de 1 kg/m³ entre la superficie y la profundidad de 20 m. (Figura 2 y 3).

Los promedios en los perfiles verticales de salinidad mostraron condiciones de tendencias a la homogeneidad en las 4 estaciones por debajo de los 10 hasta los 20 m de profundidad, notándose además que en verano la homogeneidad estuvo sobre los 4 m de profundidad y de 4 hasta los 10 m de profundidad se notó la presencia de gradientes verticales.

Destacó la presencia de la haloclina, la termoclina, y la pycnoclina intensificadas, desde la superficie (en algunas estaciones) hasta los 10 m de profundidad.

Verano

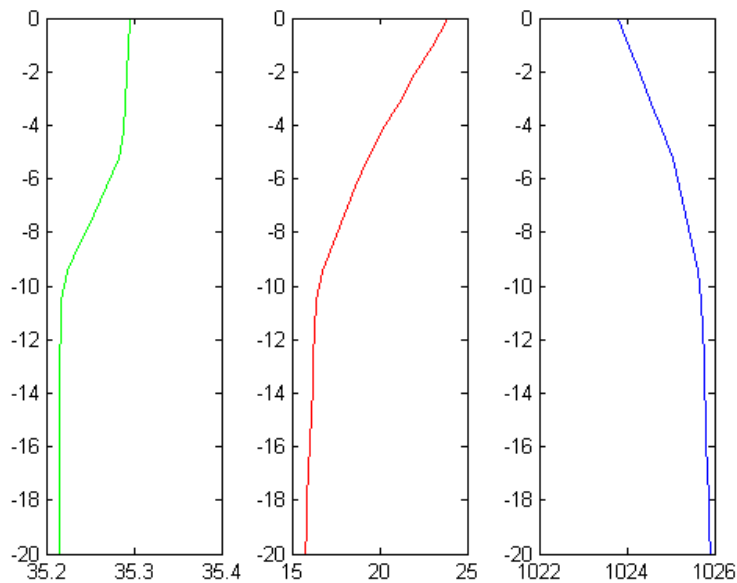


Figura 25.- Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Verano

Otoño

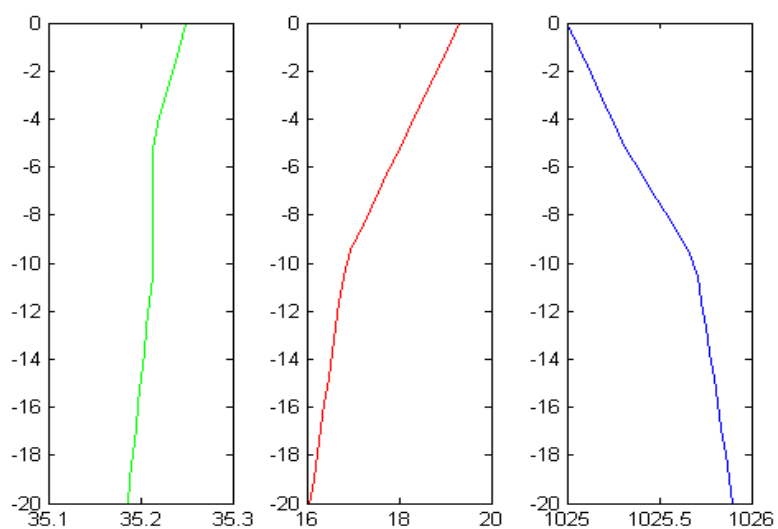


Figura 26.- Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Otoño

Invierno

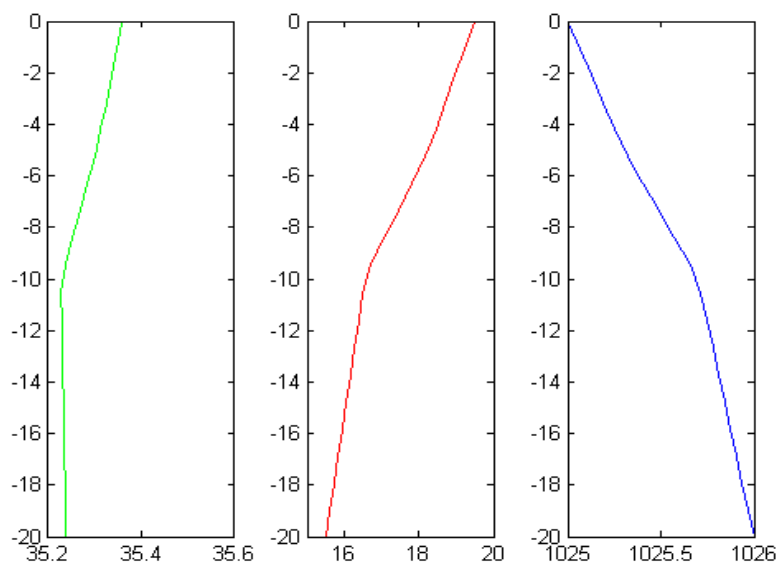


Figura 27.- Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Invierno

Primavera

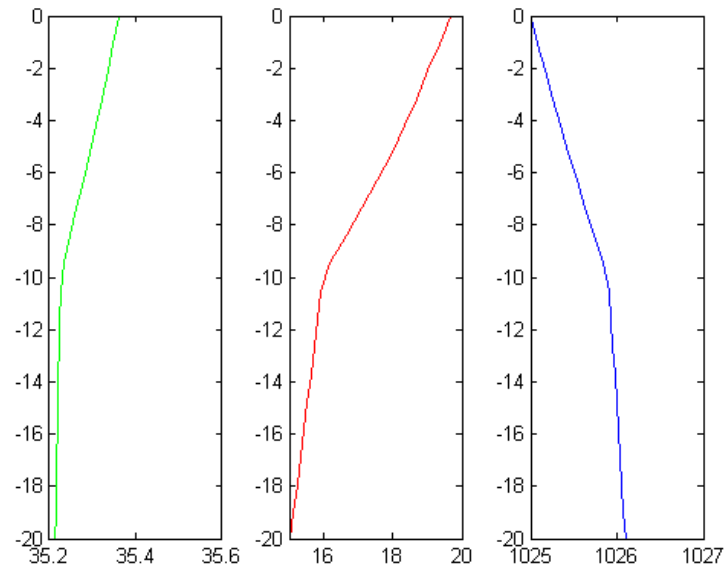


Figura 28.- Perfiles verticales de la salinidad, temperatura y densidad para la estación de Primavera

4.4 Vientos

Se muestra la intensidad de los vientos del mes de Febrero del año 2004 (Fig.29); apreciamos que para este mes se evidencia un máximo de 9.4 m/s para el día 9 de Febrero al medio día aprox. y un mínimo de 0.2m/s a la 1:00am.

Se presenta la intensidad de vientos en el mes de Agosto (2005) (correspondiente a la estación de Invierno, Fig.30) existen mayores magnitudes de viento comparadas a la estación de verano, llegando a alcanzar valores máximos de 12.7 m/s a las 2pm del día 11 y mínimos de 0.3m/s, siendo además acorde con la intensidad en la circulación de las corrientes para esta estación invernal.

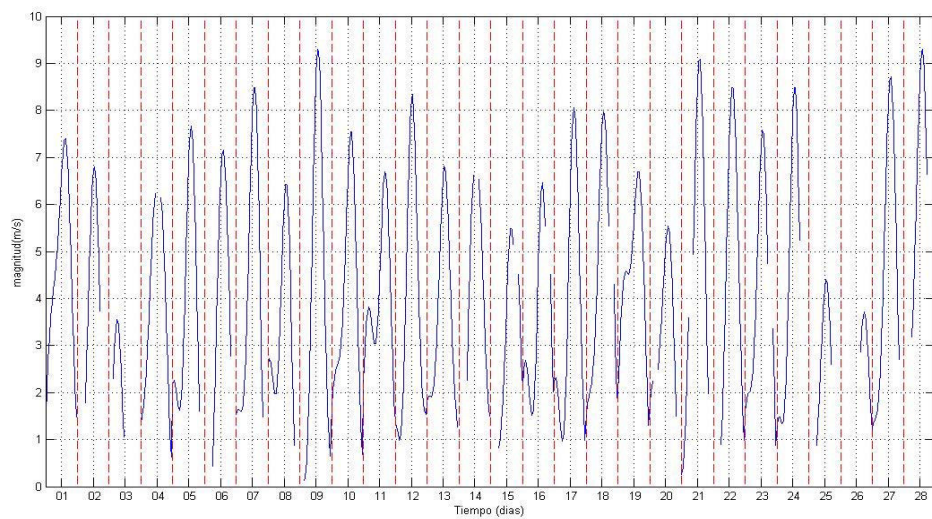


Figura 29.-Magnitud de Vientos correspondientes al mes de Febrero del año 2004

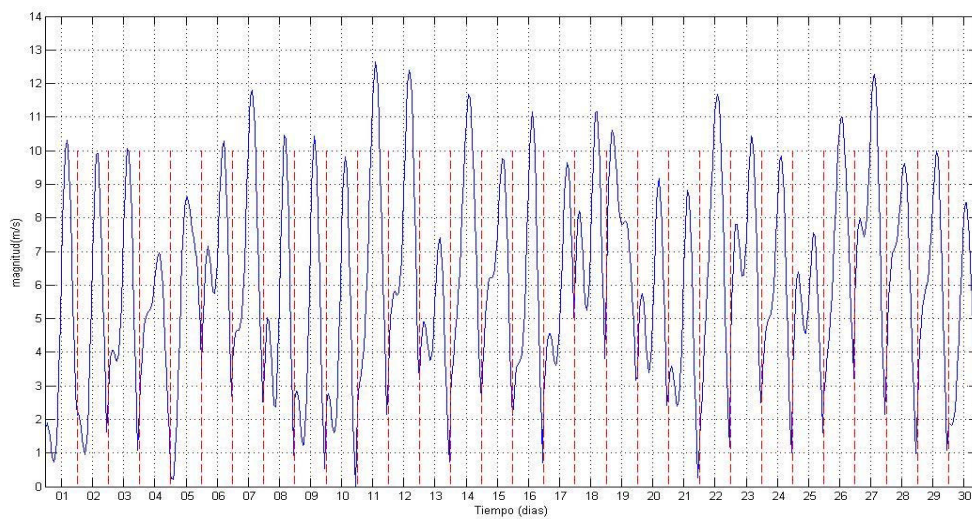


Figura30.-Magnitud de Vientos correspondientes al mes de Agosto del año 2005

4.5 Variabilidad estacional de la temperatura superficial para las estaciones mostradas

Invierno-Otoño

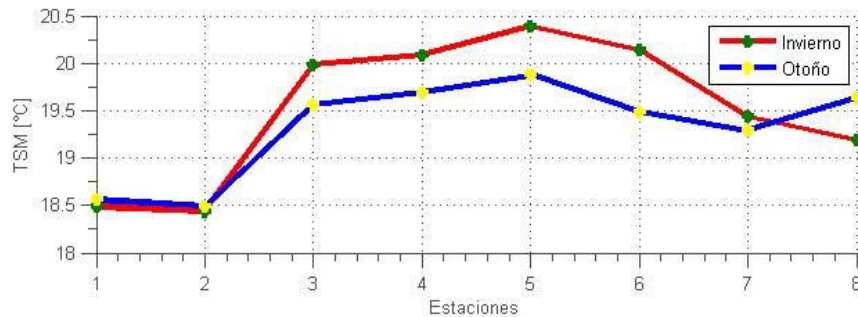


Figura31.- En la siguiente grafica se observa la variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Invierno-Otoño por cada punto o estación

Se determina en el siguiente grafico (fig.31) , como la temperatura de cada estación de Invierno es generalmente mayor excepto en las estaciones 1 y 2, donde es ligeramente mayor para Otoño y además en las estación 8 terminan siendo mayor en 0.5 grados.

Primavera-Invierno

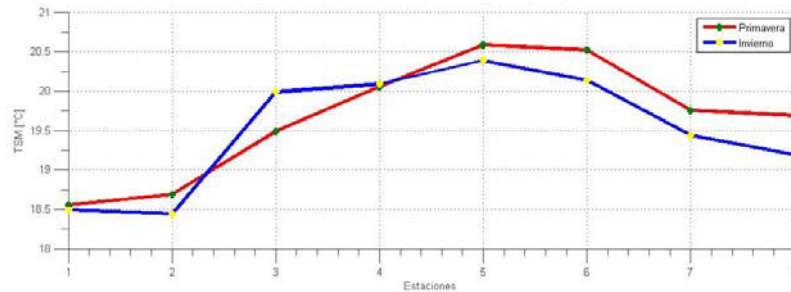


Figura 32.- En la siguiente grafica se observa la variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Primavera-Invierno por cada punto o estación.

Aquí se determinó una temperatura superficial mayor en la estación de Primavera correspondiendo a la temperatura real propia de la estación excepto en la estación 3, donde se evidencia una temperatura mayor en esta estación.

Primavera-Otoño

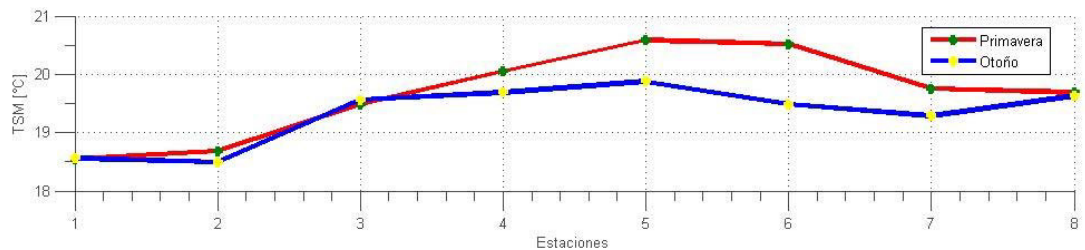


Figura 33.- En la siguiente grafica se observa la variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Primavera-Otoño por cada punto o estación.

Se observa las curvas de variabilidad de la estación de Primavera y Otoño, la primera grafica con una temperatura superior, excepto en la estación 3 donde parece coincidir en el valor de temperatura con la segunda grafica de Otoño.

Verano-Invierno

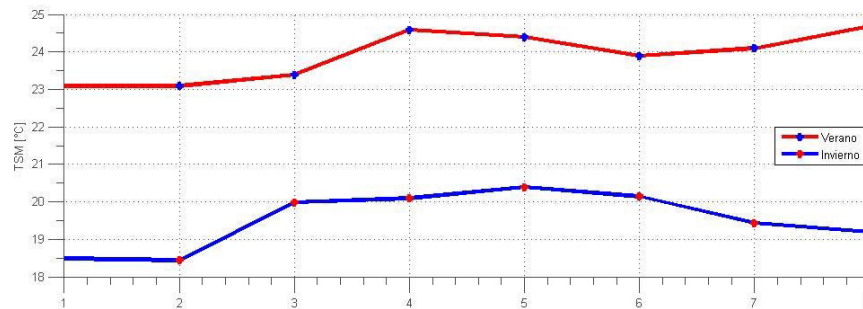


Figura 34.- En la siguiente grafica se observa la variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Verano-Invierno por cada punto o estación

Se obtuvo las gráficas de variabilidad de las estaciones de Verano-Invierno; donde se presenta una gran diferencia de temperatura en todas las estaciones.

Verano-Otoño

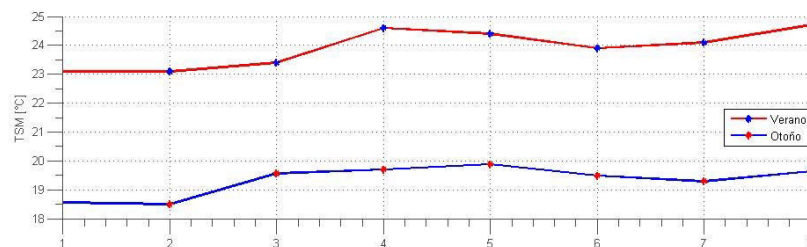


Figura 35.- Variabilidad de la temperatura superficial del mar para la estación de Verano-Otoño por cada punto o estación.

También se determinó una gran diferencia de temperatura entre las graficas de ambas estaciones en todos los puntos o estación.

4.6 Correlación entre la variable salinidad y temperatura para cada estación

En esta sección se determinó la correlación que existe entre las variables de salinidad y temperatura asociadas a cada estación y medida en toda la profundidad. Se realizó un análisis de regresión polinómico de grado 3 encontrándose valores altos en todas las estaciones.

- Estación de Verano

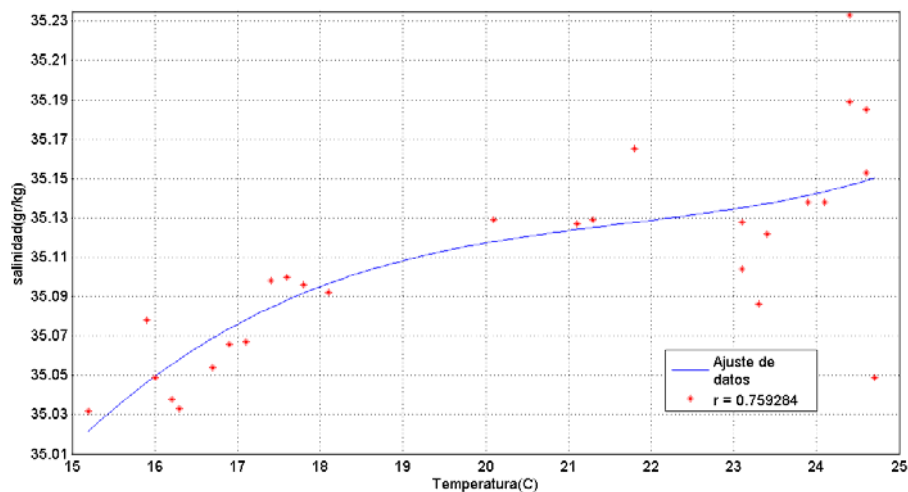


Figura 36.- Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y salinidad en Verano obteniéndose un coeficiente de correlación $r=0.759284$ con grado de polinomio 3

Estación de Otoño

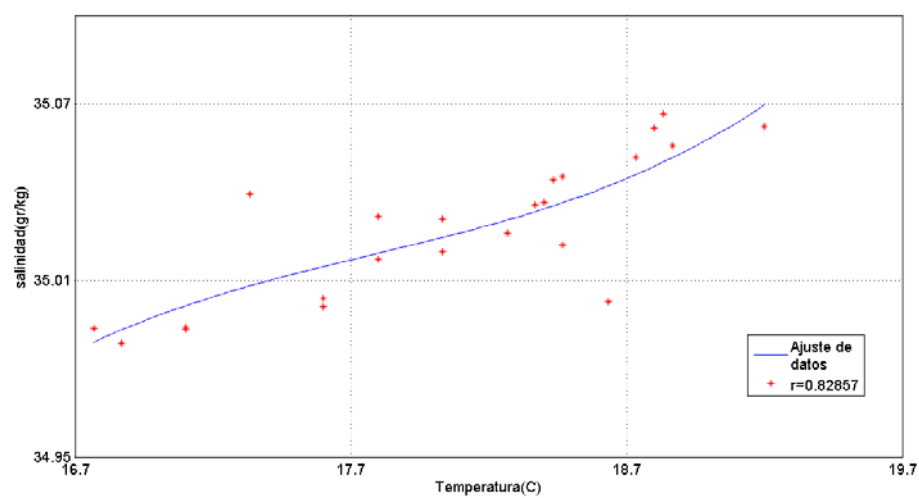


Figura 37.- Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y la salinidad en Primavera obteniéndose un coeficiente de correlación de $r=0.82857$, con grado polinómico 3

- Estación de Primavera

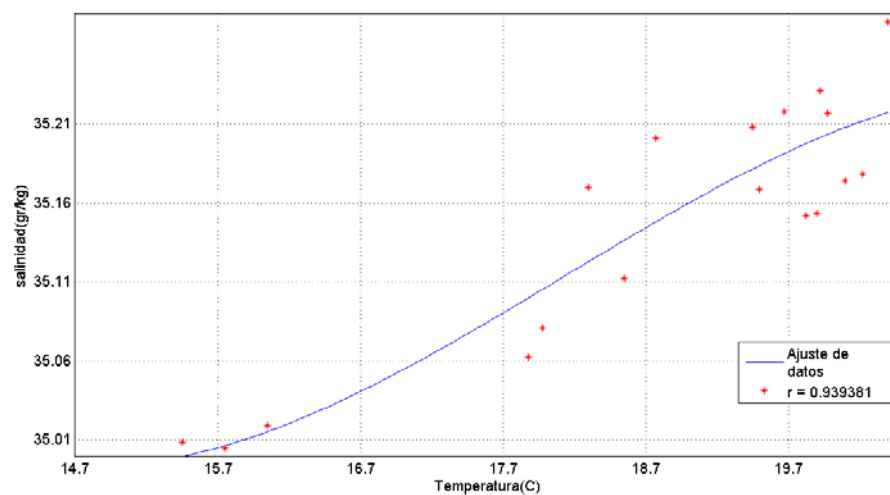


Figura 38.- Ajuste de datos para la correlación entre la temperatura y la salinidad en Primavera obteniéndose un coeficiente de correlación de $r=0.939381$, con grado polinómico 3

- Estación de Invierno

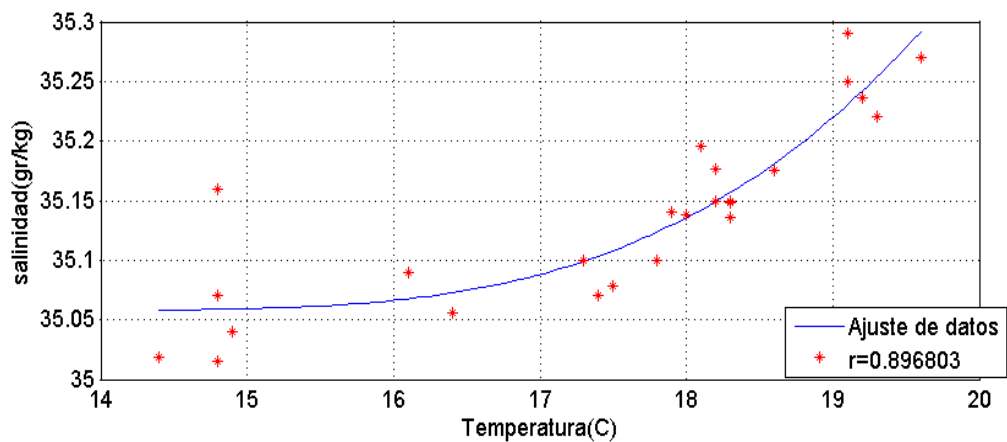


Figura 39.- Ajuste de datos para la correlación entre temperatura y salinidad en Invierno obteniéndose un coeficiente de correlación $r=0.896803$, con grado polinómico 3

Se muestran las graficas de correlación entre las variables de salinidad y temperatura para cada estación. Estos valores se determinaron a los largo de una profundidad de hasta 20 m en promedio. Generalmente se observa altos valores de correlación entre la temperatura y salinidad encontrándose los valores más altos en Primavera y el más bajo en Verano.

CAPÍTULO V

Discusiones

Los flujos de CsMs fueron generalmente irregulares en la bahía, resultando flujos mas intensos en la salida a de la bocana, y menos intensos frente a los bordes costeros; presentando flujos en sentido horario y antihorario. Se obtuvieron flujos de CsMs asociado a transportes de calor y sal frente al borde costero de la bahía; estos tuvieron dirección predominante de salida en la dirección sur. Se observó que los flujos de CsMs pudieron tener como forzante físico a los vientos en la estación Invernal.

En la distribución de salinidad de la BS se encontró que fue máxima cerca a los bordes costeros y en bajas profundidades, mientras que los mínimos valores se encontraron en el centro de la bahía a mayores profundidades; esto concuerda con los estudios desarrollados en la bahía en el año 2008 (Informe LB Samanco,2008); de la misma manera la temperatura también fue mayor cerca al borde costero y menor en dirección al centro de la bahía. La distribución de la salinidad superficial fue mayor en Primavera (35.3621 gr/kg) y menor en Otoño (35.2499 gr/kg), mientras que para la capa de fondo se obtuvo distribuciones máximas de salinidad en Invierno (35.2385 gr/kg) y las más baja en Otoño (35.1860 gr/kg). En esta estación Otoñal en la capa de 20 m se obtuvo como promedio salino uno de los más bajos valores con respecto a las demás estaciones (Tabla1) esto debido seguramente a surgencias que pueden estar ocurriendo en dicha zona.

Las temperaturas promediadas por capas fueron generalmente bajas (con excepción de Verano) pudiendo estas temperaturas estar relacionadas a fenómenos de afloramiento cerca al borde costero. Los gradientes térmicos más intensos con isotermas menores a 24 °C se dieron es la estación de Verano (en la capa superficial), esto acorde con los estudios hechos por Zuta y Guillen (1970). Además se determinó que todas las estaciones pudieron haber presentado estratificación (Figuras 25-28) esto probablemente debido al calentamiento diferencial de las capas superficiales con respecto a las profundas. Finalmente en las distribuciones superficiales promediadas por capas (0 m, 5 m 10 m y 20 m) en las variables de temperatura, salinidad y densidad se encontró que estas disminuyeron gradualmente con la profundidad (Tabla I), además se determino una buena correlación obtenida entre la salinidad y la temperatura (Figura 36-39).

CAPÍTULO VI

Conclusiones

Se determino la distribución espacial y estacional de las corrientes, salinidad, temperatura y densidad entre los periodos del 2003 y 2008.

En el análisis estacional realizado se obtuvo que el flujo de corrientes tuvo una dirección en sentido horario y anti horario. Se determinó la circulación de las CsMs en la B.S. resultando que la intensidad superficial alta se dio en las estación de Invierno con valores promedio de 18.5 cm/s mientras que las mínimas se dio en Verano y Otoño con valores de 8 y 6 cm/s respectivamente. En general estas CsMs presentaron una cierta irregularidad dentro de la B.S. siendo las velocidades mas altas en la salida de la bocana (figura 9a) y relativamente de menor velocidad en las capas más profundas de la bahía frente al borde costero.

Los valores máximos y mínimos de salinidad superficial se dan en Primavera y Otoño; registrándose valores de 35.3621 gr/kg y 35.2499 gr/kg. respectivamente, mientras que en la capa de fondo se obtuvo un valor máximo en Invierno (35.2385 gr/kg) y mínimo en Otoño (35.1860 gr/kg). Estos valores de salinidad resultaron ser de mayor magnitud frente a la costa de la bahía, disminuyendo en la dirección a la bocana. En los valores de temperatura superficial se observa que en promedio el mínimo ocurre para las estaciones de invierno y Otoño, mientras que los valores máximos de temperatura superficial se da para la estación de Verano (TABLA I). En la capa de fondo se registraron en promedio temperaturas máximas en la estación de Otoño y mínimas en Primavera con valores de 16.0713 °C y 15.0298 °C respectivamente. Hubo una característica casi homogénea en la termoclina (perfiles verticales) en todas las estaciones, determinándose que comienza en los 0 m hasta llegar a los 10 m de profundidad. Se determino la correlación de salinidad y temperatura para las estaciones de verano, primavera e invierno, no hallándose una correlación para el Otoño. Este valor fue mayor en primavera y menor en verano.

Referencias Bibliográficas:

- Alberty, R. A. (2001). Use of Legendre transforms in chemical thermodynamics. *Pure Appl. Chem.*, 73, 1349-1380
- Antenucci, J. y Imberger, J. (2000). On internal waves near the high frequency limit in an enclosed basin. *Journal of Geophysical Research(Oceans)*, 106, 22465-22474
- Bacon, S. Fofonoff, N. (1996). Oceanic heat flux calculation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13(6), 1327-1329.
- Backun, A & Nelson, C.S. (1977). Climatology of upwelling related processes off Baja California. *CalCofi Rep*, 19, 107-127
- Barreiro, M.(2011). Introducción a la Dinámica de la Atmosfera. Recuperado de http://meteo.fisica.edu.uy/Materias/Introduccion_a_la_dinamica_de_la_atmosfera/Teorico_I_D_A/IDA_Tema3.pdf
- Brainard & Mclain.(1987). Seasonal and interannual subsurface temperature variability off Peru, 1952 to 1984. In D. Pauly and I Tzukayama (eds) The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: *Three decades of change. ICLARM Studies and Reviews* 15, 351pp.
- Carrillo, P.(2012). Comportamiento del oxígeno disuelto en dos estaciones costeras La Libertad y Manta, como aporte al conocimiento del fenómeno “El Niño”. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 17(1), 21-29.
- Chavez, F. Bertrand. Guevara, R. Soler, P . Csirke, J. (2008). The northern Humboldt Current System. *Progresos en Oceanografía*, 79(2-4), 95-105.
- Clausius, R. (1876). Die Mechanische Warmetheorie. Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig.
- Escribano, R. Hidalgo, P. (2001). Circulación inducida por el viento en Bahía de Antofagasta. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 36(1), 1.
- Feistel, R. and Hagen.(1995). On the Gibbs thermodynamics potential of seawater. *Prog.in Oceanogr.*, 36, 249-327.
- Feistel, R. (2003). A new extended Gibbs thermodynamics potential of seawater, *Progr. Oceanogr.*, 58, 43-114
- Feistel, R. (2008). A Gibbs function for seawater thermodynamics for -6 °C to 80 °C and salinity up to 120 g kg⁻¹, *Deep-Sea Res. I*, 55, 1639-1671.
- Filonov, AE. (2000). Variabilidad estacional de los campos de temperatura y salinidad en la zona costera de los estados de Jalisco y Colima. *Ciencias Marinas*, 26(2), 1.

- Fischer, T.R. (1979). Sediment nutrient regeneration in three North Carolina. *Elsevier*, 14(1), 1.
- Flores, R. Chaigneau, A. Vásquez, L. Tenorio, J & Luque, G.(2011). Variación temporal de la temperatura subsuperficial de Perú entre 1961 y 2009. In press.
- Fofonoff, N.P. (1962). Physical properties of seawater. *The Sea*, 1, 3-30.
- Gibbs, J. W. (1873). Graphical methods in the thermodynamics of fluids, *Trans. Connecticut Acad. Arts and Sci*, 2, 309-342
- Glandorff P., and I. Prigogine. (1976). Thermodynamic theory of structure, stability and fluctuations. Wiley-Interscience, 306pp.
- Griffies, S. M. 2004. Fundamentals of Ocean Climate Models. Princeton, NJ. Princeton University Press, 518 pp.
- Hernandez-Walls, R. (1986). Circulación inducida por el viento en la zona costera. Tesis de Licenciatura. UABC. Ensenada.
- Instituto del Mar del Perú. (2008). Estudio de línea base en el ámbito marino de Bahía de Samanco 13-24 Diciembre 2008. Recuperado de <http://www2.produce.gob.pe/RepositorioAPS/3/jer/ACUISUBMENU4/informelB-Samanco.pdf>
- Intergovernmental Oceanographic Commission. The international thermodynamic equation of seawater-2010-Calculation and use of thermodynamic properties.
- Landau, L. D. and E. M. Lifshitz. 1959. Fluid Mechanics. Pergamon, 536 pp.
- Mc Dougall, T. J. 2003. Potential enthalpy. A conservative oceanic variable for evaluating heat content and heat fluxes. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 945-963.
- Pocklington R. (1988). Organic matter in upwelling off Northern Peru. *Bol. Inst. Mar Peru* , Vol extraordinario, 7-14
- Ramirez, I. & Imberger, J. (2002). The numerical simulation of the hydrodynamics of Barbamarco Lagoon, Italy. *Applied Numerical Mathematics*, 40, 273-289.
- Riofrio, M & Chavarria, J. (2009). Caracterización Termohalina de la estación oceanográfica el Pelado. *CENAIM*. Recuperado de <http://www.dspace.espol.edu.ec/handle/123456789/1564>
- Schroeder, W. Dinnel, S. y Wiseman, W. (1990). Salinity structure of a shallow, tributary estuary. *Estuaries*, 36, 145–154.
- Soulen R. J and Fogle W. E., Physics Today, August issue (1997), 36
- Stewart, R.(2008). Introduction To Physical Oceanography. Recuperado de http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book.pdf.
- T, Okuda. R, Trejos. M, Valencia y A, Rodriguez. (1983). Variación Estacional de la posición del frente ecuatorial y su efecto sobre la fertilidad de las Aguas superficiales ecuatorianas. *INOCAR*, 2(1), 53-84.

- Thomson, W.(1851). On the dynamical theory of heat; with numerical results deduced from Mr. Joule's equivalent of a thermal unit and M. Regnault's observations on steam. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 3, 48-52.
- Valle-Levinson, A. Reyes, C. Sanay, R. (2003). Effects of bathymetry, friction and rotation on estuary-ocean Exchange. *Journal of physical Oceanography*, 33(11), 145-154.
- Zaitsev, O. Sánchez-Montante, O. Saldivar-Reyes, M.(2010). Variaciones estacionales de la estructura termohalina en el sistema lagunar de Bahía Almejas y el mar adyacente. *Ciencias marinas*, 36(4), 413-432.
- Zuta, S. Guillen, O. (1970). Oceanografía De Las Aguas Costeras. Instituto del Mar de Perú. *Boletín*, 2(5), 168-216.

Anexo

Se determinaron los valores de desviación estándar en salinidad, temperatura y densidad (σ_S , σ_T , y σ_D respectivamente); además de la media (x_S , x_T y x_D) de las mismas variables en cada estación.

En la estación de Otoño a nivel superficial se determina una mínima dispersión en los datos salinos respecto a la media, además de encontrarse el mínimo valor promedio de esta variable en esta estación en la capa superficial y de fondo; mientras que en la estación de Primavera se determino el mayor promedio superficial salino. En esta estación Otoñal también se determino el promedio mínimo estacional de la temperatura superficial. La estación de Verano se caracterizo por presentar un promedio de temperatura superficial máximo y finalmente la estación de Invierno se caracterizo por tener un alto valor salino en la capa superficial y de fondo; alcanzando además un bajo promedio de temperatura superficial.

Tabla 1. Estadística descriptiva de las variables (salinidad, temperatura y densidad) para las estaciones mostradas.

a) Estación Verano

	σ_S	x_S	σ_T	x_T	σ_D	x_D
0 m	0.0429	35.2954	0.6499	23.9135	0.1852	1023.8
5 m	0.0455	35.2875	2.4234	19.4515	0.6154	1025.0
10 m	0.0123	35.2163	0.4768	16.4067	0.1173	1025.7
20 m	0.0251	35.2152	0.5136	15.7515	0.1310	1025.9

b) Estación de Otoño

	σ_S	x_S	σ_T	x_T	σ_D	x_D
0 m	0.0167	35.2499	0.4881	19.3118	0.1161	1025.0
5 m	0.0068	35.2126	0.3967	18.0678	0.0970	1025.3
10 m	0.0050	35.2140	0.2006	16.8296	0.0605	1025.7
20 m	0.0028	35.1860	0.2233	16.0713	0.0777	1025.9

c) Estación Invierno

	σ_S	x_S	σ_T	x_T	σ_D	x_D
0 m	0.0508	35.3580	0.6691	19.5014	0.1383	1025.0
5 m	0.0485	35.3047	0.7647	18.2550	0.1631	1025.3
10 m	0.0290	35.2275	1.1465	16.5366	0.2678	1025.7
20 m	0.0484	35.2385	0.0579	15.5008	0.0477	1026.0

d) Estación Primavera

	σ_S	x_S	σ_T	x_T	σ_D	x_D
0 m	0.0430	35.3621	0.7520	19.6656	0.1702	1025.0
5 m	0.0317	35.2970	0.8524	18.1072	0.1866	1025.4
10 m	0.041	35.2256	0.9231	15.9663	0.1984	1025.9
20 m	0.0123	35.2132	0.1022	15.0298	0.0332	1026.1